

МЕТЕОРОЛОГІЯ.

(ОБЩІЙ КУРСЪ).

Д. Клозовскій
А. ФЛОССОВСКАГО,

Профессора ИМПЕРАТОРСКАГО Новороссійскаго Университета.

1
Часть I.

СТАТИЧЕСКАЯ МЕТЕОРОЛОГІЯ.

(205 рисунковъ въ текстѣ и одна карта).

ОДЕССА.

«ЭКОНОМИЧЕСКАЯ» ТИПОГРАФІЯ, УЛ. ЖУКОВСКАГО, № 43-й

1908.

Печатано по постановленію Совѣта Императорскаго Новороссійскаго
Университета. Ректоръ *И. М. Замчискій*.

MAIN LIBRARY-AGRICULTURE DEPT.

Замеченныя опечатки.

Строчка:	Строка:	Напечатано:	Следует читать:
4	20 сверху	$e = \frac{a-b}{a}$	$e = \frac{\sqrt{a^2-b^2}}{a}$
606	7 снизу	уменьшилась	увеличилась
606	9 снизу	упала	повысилась

Предлагаемый курсъ метеорологіи состоитъ изъ четырехъ частей.

Первая часть заключаетъ въ себѣ *статическую* метеорологію.

Вторая—посвящена изложенію *динамической метеорологіи, метеорологической оптики и ученія о магнито-электрическихъ свойствахъ земли.*

Обѣ эти части составляютъ *общій* отдѣлъ метеорологіи, для изученія котораго необходимо знаніе математики въ объемѣ курса среднихъ учебныхъ заведеній.

Въ третьей части изложены *спеціальныя* отдѣлы и вопросы, требующіе знакомства съ высшимъ анализомъ.

Къ четвертой части отнесены *теорія и практика* геофизическихъ приборовъ.

Оглавление I-ой части.

	Стр.
Введение	1
Міроодаіе (1). Солнечная система (4). Земля какъ движущаяся обсерваторія (8). Видъ и величина земли въ первомъ приближеніи (10). Обстоятельства суточного и годового движенія земли (12). Счисленіе времени (31). Луна (34). Фигура земли во второмъ приближеніи (37). Геоидъ (41). Средній уровень океана и его колебанія (46). Напряженіе тяжести на земной поверхности (51). Измѣненіе напряженія тяжести съ высотой мѣста наблюденія (56). Тяжесть на глубинѣ (58). Аномаліи въ распредѣленіи тяжести (60). Сейсмическія движенія (73). Горизонтальный маятникъ (75). Средняя плотность земли (78). Предполагаемое давленіе на различныхъ глубинахъ (79). Общія черты лика земли (80). Гипотеза Грина (86). Гипсометрическія ступени (87). Океаны и ихъ протяженіе (88). Расчлененіе береговой линіи (90). Понятіе о географическихъ проекціяхъ (92). Литературныя указанія (101).	
I. Распространеніе и составъ атмосферы	106
Метеорологическое распространеніе атмосферы (106). Высота облаковъ (107). Красная заря 1883 года (108). Методъ Alhazen'а (110). Высота загоранія метеоритовъ (112). Исчезаніе голубой окраски неба (113). Полярныя сіянія (113). Затменіе луны (113). Уменьшеніе плотности воздуха съ высотой (114). Общіе результаты (114).	

Процентное содержаніе основныхъ газовъ (117). Углекислота и другіе газы (121). Атмосферная пыль и пылемѣръ Айтвена (127). Литературныя указанія (133).

II. Физическія свойства атмосферы 133

Законы Бойля-Мариотта и Гей-Люссака (133). Въсѣ кубическаго метра воздуха (135). Давленіе воздуха (137). Барометрическая формула (138). Таблицы Шарпгорста и Фоглера (142). Формула Rabinet и ея приложенія (144). Ходъ гипсометрической съемки (147). Приведеніе давленія къ уровню моря (150). Законъ Dalton'a и его слѣдствія (150). Высота однородной атмосферы (153). Теплоемность воздуха при постоянномъ давленіи и постоянномъ объемѣ (153). Основное уравненіе механической теоріи тепла (155). Восходящіе и нисходящіе токи (156). Фѣнь (160). Теплопроводность воздуха (162). Свѣто- и теплопрозрачность воздуха (163). Литературныя указанія (166).

III. Вода въ атмосферѣ 168

Водяные пары въ атмосферѣ (168). Перегонка, гигроскопичность, расплываніе, высушиваніе (169). Элементы, характеризующіе гигрометрическое состояніе воздуха (174). Испареніе (178). Тепловой приходо-расходъ человѣческаго организма (179). Эвапорометры и результаты наблюденій (186). Гигрометры (188). Измѣненія гигрометрическаго состоянія во времени и въ пространствахъ (195). Распространеніе атмосферы паровъ по вертикальному направленію (199). Нѣкоторыя физическія постоянныя воздуха и воды (202). Литературныя указанія (210).

IV. Непрерывная водная оболочка (океаны), ея распространеніе и свойства 210

Океаническія глубины и методы ихъ опредѣленія (210). Рельефъ дна (214). Качество грунта океаническаго дна (219). Химія океа-

новъ (221). Методы опредѣленія общаго содержанія солей (223). Опредѣленіе удѣльнаго вѣса морской воды (224). Содержаніе хлора (225). Содержаніе различныхъ солей (226). Распредѣленіе солености (приведенной плотности) (227). Распредѣленіе дѣйствительной плотности (231). Роль солености въ физической жизни океана (234). Вопросъ о причинахъ солености океаническихъ водъ (238). Газы въ морской водѣ (240). Соображенія Clark'a объ общемъ составѣ атмосферы, водной оболочки и земной коры (242). Литературныя указанія (242).

V. Солнечное лучеиспусканіе 244

Радіація солнца и ея роль въ жизни нашей планеты (244). Составъ солнечной радіаціи (247). Напряженіе солнечной радіаціи (247). Тепловой методъ опредѣленія солнечнаго лучеиспусканія. Приборы Пулье и Крова (249). Приборъ Violle'я (255). Приборы Angström'a (259). Приборъ Михельсона (261). Статическій методъ (261). Приборы Хвольсона (263). Химическіе методы (265). Электрическіе методы (266). Результаты наблюденій. Дневные періоды (269). Объясненіе дневного хода радіаціи (278). Годовой ходъ радіаціи (280). Измѣненіе радіаціи съ высотой (281). Методы опредѣленія солнечной постоянной (284). Сущность экстраполяціи (284). Формулы Бугера и Виоля (287). Болومترъ Лянгле (290). Величина солнечной постоянной (291). Поглощеніе и разсѣяніе въ атмосферѣ (292). Непосредственная утилизація солнечной энергіи (293). Гелиографы (293). Литературныя указанія (294).

VI. Разходъ тепла 296

Потеря тепла путемъ лучеиспусканія (296). Качественныя опредѣленія Wells'a, Daniell'a, Bonssingault и др. (297). Утренники (299). Количественныя измѣренія интенсивности ночныхъ лучеиспусканій (300). Температура атмосферы

(303). Температура мирового пространства (304).
Литературныя указанія (304).

VII. Тепловое состояніе земной коры въ самыхъ верхнихъ ея слояхъ 305

Солнечный климатъ (305). Методы опредѣленія температуры почвы на поверхности и на различныхъ глубинахъ (308). Методъ Ламона (309). Методъ длинныхъ термометровъ (309). Термоэлектрической способъ (310). Периодическія измѣненія температуры почвы (311). Методъ среднихъ чиселъ (313). Суточные колебанія температуры поверхностнаго слоя (315). Передача суточныхъ колебаній вглубь (319). Исслѣдованія Номе́н'а (322). Слой постоянной суточной температуры (327). Годовая періодичность (328). Температура почвы въ лѣсу и въ открытомъ полѣ (334). Вліяніе наружнаго покрова (335). Измѣненія температуры почвы по вертикальному направленію въ отдѣльные моменты года (336). Слой постоянной годовой температуры (337). Средняя годовая температура слоевъ, лежащихъ на различныхъ глубинахъ (338). Вѣчная мерзлота (340). Промерзаніе почвы (342). Изоплеты (342). Литературныя указанія (344).

VIII. Тепловое состояніе земного ядра 345

Повышеніе температуры ниже слоя постоянной годовой температуры (345). Геотермометръ Магнуса (346). Результаты наблюденій въ шахтахъ, буровыхъ скважинахъ; геотермическая ступень (347). Наблюденія въ туннеляхъ (352). Вѣроятность высокихъ температуръ въ вѣдрахъ земли (353). Гипотезы относительно физическаго строенія земного ядра (354). Опыты Таманна (357). Новѣйшія воззрѣнія (359). Литературныя указанія (362).

IX. Тепловыя условія океановъ 362

Нагрѣваніе и охлажденіе водной оболочки земли (362). Методы опредѣленія температуры

поверхностныхъ водъ (363). Методы опредѣленія температуры глубинныхъ водъ (364). Суточные и годовыя колебанія (368). Географическое распредѣленіе температуры на поверхности океановъ (370). Распредѣленіе температуры по вертикальному направленію въ океанахъ (376). Распредѣленіе температуры по вертикальному направленію во внутреннихъ моряхъ (380). Особенности въ распредѣленіи температуры нѣкоторыхъ соленыхъ озеръ (384). Сравненіе нагрѣванія суши и океана (384). Образование льда (387). Черное море и краткое обзорное физическое его особенностей (388). Литературныя указанія (401).

X. Тепловое состояніе нижнихъ слоевъ земной атмосферы

402

Связь между температурой земной поверхности и температурой нижнихъ слоевъ земной атмосферы (402). Тепловое влѣяніе земной поверхности на выше лежащіе слои атмосферы (406). Методы опредѣленія температуры воздуха въ нижнихъ слояхъ земной атмосферы (413). Самопишущіе приборы и ихъ разработка (420). Принципъ непрерывности (431). Суточные колебанія температуры (432). Годовыя колебанія (437). Кривая годового хода и возвраты тепла и холода (442). Географическое распредѣленіе тепла въ нижнихъ слояхъ земной атмосферы (446). Термометрический градиентъ и его опредѣленіе (456). Полюсъ холода (459). Карты изономалей (462). Карты Hildebrandsson'a (466). Литературныя указанія (470).

XI. Давленіе воздуха

471

Методы наблюденій; ртутные барометры (471). Очистка ртути (473). Наполненіе барометра (474). Введеніе поправокъ (476). Металлическіе барометры (478). Изученіе металлическихъ барометровъ (479). Гипсотермометры (484). Измѣреніе мелкихъ колебаній давленія (485).

Регистрирующие барометры (487). Принципъ вѣсового барометра (488). Барографъ Вильда (488). Барографъ Нейлѣвича (489). Разработка барограммъ (489). Мелкія колебанія барометра (489). Суточные колебанія давленія (491). Попытки объясненія суточного хода (496). Распредѣленіе давленія на земной поверхности; барометрической градиентъ (504). Законы Тейссера-де-Бора (507). Годовыя колебанія давленія (510). Среднее давленіе по параллелямъ (511). Крайнія пониженія и повышенія давленія (512). Литературныя указанія (513).

ХII. Образование гидрометеоровъ 514

Общая причина образованія осадковъ (514). Образованіе росы; первоначальная теорія Леруа и Уэльса (515). Дополненія Жамена (517). Дополненія Айткена и Ресселя (518). Распредѣленіе температуры въ нижнихъ слояхъ воздуха во время образованія росы (518). Иней (519). Количество росы и ея распредѣленіе (519). Изморозь (522). Гололедница; ледяной дождь (523). Туманы (526). Смѣшеніе двухъ массъ воздуха, насыщенныхъ парами и имѣющихъ различныя температуры (527). Адиабатическое расширеніе воздуха; восходящія токи (530). Волнистыя облака (533). Структура эмбриональнымъ жидкихъ элементомъ тумана (539). Размѣръ эмбриональныхъ продуктовъ конденсаціи (543). Роль пыли (544). Роль отрицательныхъ и положительныхъ іоновъ (545). Дальнѣйшія стадіи образованія верхнихъ осадковъ; процессъ образованія дождя (548). Величина капель и ихъ распредѣленіе (550). Образованіе снѣга (553). Формы снѣжинокъ; снѣговые цвѣты (553). Формы градинъ (554). Химическій анализъ осадковъ (560). Облака, ихъ форма и высота (563). Облачность; неоскопы (569). Дождевѣры и дождеграфы (572). Географическое распредѣленіе осадковъ (575). Ливни (581). Снѣговая линія; лавины и глетчеры (585). Литературныя указанія (591).

XIII. Температура и давленіе въ болѣе высокихъ слояхъ атмосферы 593

Методы изслѣдованія болѣе высокихъ слоевъ атмосферы: горныя обсерваторіи, воздушныя поднятія, звѣйковыя станціи (593). Наблюденія горныхъ станцій (597). Результаты воздушныхъ поднятій (601). Инверсія температуры въ болѣе высокихъ слояхъ атмосферы (603). Новѣйшія наблюденія на станціяхъ Lindenberg и Uccle (604). Наиболѣе низкія температуры въ высокихъ, доступныхъ наблюденію, слояхъ атмосферы (615). Аналитическое выраженіе закона паденія температуры въ функціи высоты (616). Распределеніе давленія въ болѣе высокихъ слояхъ атмосферы (616). Общія выводы (622). Литературныя указанія (623).

XIV. Аномальныя отклоненія 625

Абсолютныя аномальныя отклоненія (625). Среднія аномальныя отклоненія (629). Законы компенсаціи Дове (633). Метеорологическая инерція (634). Изслѣдованія Кёррен'а (636). Приведеніе къ многолѣтнимъ среднимъ (641). Литературныя указанія (642).

Всѣ температуры выражены въ градусахъ Цельсія.

Замѣченныя опечатки.

На стран. 32, уравненіе времени

14 мая должно быть $-3^{\circ} 52'$ вмѣсто $3^{\circ} 52'$,

3 ноября » » $-16^{\circ} 20'$ » $16^{\circ} 20'$.

На стран. 185, строка 21 сверху, напечатано 32% вмѣсто 3.2%

Въ двухъ-трехъ мѣстахъ книги сдѣланы ссылки на «Приложенія». Вмѣсто словъ «Приложенія» слѣдуетъ читать «Спеціальныи курсъ». На стран. 245, строка 13 сверху, напечатано Newton вмѣсто Newcomb.

Считаю долгомъ выразить искреннюю благодарность моему ассистенту Игнатію Яковлевичу Точидловскому за дѣятельную помощь, оказанную мнѣ при корректированіи этой книги.

ВВЕДЕНИЕ.

Мірозданіе. Солнечная система. Земля какъ движущаяся обсерваторія. Видъ и величина земли въ первомъ приближеніи. Обстоятельства суточного и годового движенія земли. Счисленіе времени. Луна. Фигура земли во второмъ приближеніи. Геоидъ. Средній уровень океана и его колебанія. Напряженіе тяжести на земной поверхности. Измѣненіе напряженія тяжести съ высотой мѣста наблюденія. Тяжесть на глубинѣ. Аномаліи въ распредѣленіи тяжести. Сейсмическія движенія. Горизонтальный маятникъ. Средняя плотность земли. Предполагаемое давленіе на различныхъ глубинахъ. Общія черты лика земли. Гипотеза Грина. Гипсометрическія ступени. Океаны и ихъ протяженіе. Разчлененіе береговой линіи. Понятіе о географическихъ проекціяхъ Литературныя указанія.

Мірозданіе. Обозрѣвая невооруженнымъ глазомъ небесный сводъ въ ясную и безоблачную ночь, мы видимъ то отдѣльныя свѣтящіяся точки (планеты и неподвижныя звѣзды), то скопленіе звѣздъ (звѣздныя кучи), то неопредѣленныя, расплывающіяся, туманности. Лучъ свѣта несетъ намъ вѣсти о строеніи этихъ отдаленныхъ міровъ. Изучая небо при посредствѣ современныхъ методовъ наблюденія, мы убѣждаемся, что нѣкоторыя изъ этихъ звѣздъ сходны, по своему строенію и отчасти по своему составу, съ нашимъ солнцемъ. Нѣкоторыя туманности, и въ томъ числѣ млечный путь, состоятъ изъ скопленія безчисленнаго количества звѣздъ, удаленныхъ отъ насъ на громадныя разстоянія. Безчисленное множество такихъ туманностей разсѣяно въ міровомъ пространствѣ, и наше солнце есть *одна* изъ звѣздъ *одной* изъ подобныхъ туманностей. Другія же туманности представляютъ космическое вещество на различныхъ стадіяхъ процесса сгущенія, иногда даже съ явными зачатками ядра. Эти звѣзды, звѣздныя кучи, космическія туманности, въ необъятномъ количествѣ выполняющія міровое пространство, составляютъ ту міровую

пыль, тѣ міровые элементы, совокупность которыхъ называется *мірозданіемъ*. Солнце наше есть одна изъ пылинокъ этого мірозданія. Уму человѣческому недоступно понятіе о границахъ мірозданія. Мы его называемъ *безконечнымъ*. Вся эта безконечная система міровъ одухотворена вѣчнымъ движеніемъ: одни міры, вращаясь около другихъ, болѣе могущественныхъ, вѣчно несутся въ безпредѣльномъ пространствѣ.

Мірозданіе не представляетъ мертвой, вѣчно неизмѣняемой, системы всегда одинаково движущихся міровъ. Мы уже видѣли, что въ различныхъ углахъ мірозданія существуетъ космическое вещество на различныхъ ступеняхъ процесса сгущенія. Изъ этого мы вправѣ заключить, что, то тутъ то тамъ, зарождаются новые міры, которые постепенно крѣпнутъ и достигаютъ кульминаціоннаго пункта своего развитія. Всѣмъ извѣстна исторія кометы Біелы. Наблюденія показали, что комета Біелы имѣетъ эллиптическую орбиту съ періодическимъ обращеніемъ въ 6.6 года. Въ 1845 году комета эта обнаружила стремленіе къ раздвоенію и въ декабрѣ того же года дѣйствительно раздѣлилась на двѣ части. Въ 1852 году разстояніе между ними увеличилось до 2500000 километровъ. Въ 1877 году, когда ожидали возвращенія одного изъ кусковъ кометы Біелы, наблюдалось величественное явленіе звѣзднаго дождя. Вычисленія показали, что этотъ рой падающихъ звѣздъ слѣдовалъ въ пространствѣ по тому же пути, по которому слѣдовала комета Біелы. Такое же явленіе распадѣнія на части обвнаружила комета 1882 года. Астрономы различаютъ типы неподвижныхъ звѣздъ: бѣлый, желтый, красный. Есть основаніе предполагать, что эти типы представляютъ также послѣдовательныя стадіи звѣздной жизни; звѣзды изъ состоянія бѣлаго каленія, въ которомъ теперь находится, напримѣръ, Сиріусъ, переходятъ въ состояніе желтое и, наконецъ, въ красное, предшествующее полному угасанію. По временамъ, на небосклонѣ замѣтно явленіе новыхъ временныхъ звѣздъ, вспыхивающихъ и затѣмъ потухающихъ. Нѣкоторыя изъ этихъ явленій можно разсматривать, какъ космическія катастрофы. Короче говоря, въ необозримомъ пространствѣ міровъ происходитъ процессъ космической жизни съ ея характерными стадіями: зарожденіемъ, ростомъ, возмужалостью, конвульсивными вспыхиваніями и закатомъ. Конечно, явленія космической жизни совершаются въ гигантскомъ масштабѣ. Ничтожная мі-

ровая пылинка (наше солнце), находясь отъ насъ на разстояніи 150 милліоновъ километровъ, посылаетъ намъ, въ теченіе года, такое количество тепловой энергіи, которое могло бы расплавить ледяную оболочку, окружающую землю толщиною въ нѣсколько десятковъ метровъ. И это только ничтожнѣйшая доля всей энергіи, излучаемой солнцемъ. Свѣтовая часть этой энергіи освѣщаетъ бѣлый листъ бумаги, какъ 288000 нормальныхъ свѣчей, поставленныхъ на разстояніи одного метра отъ освѣщаемой поверхности. Разстоянія, раздѣляющія отдѣльные міры, такъ велики, что ихъ нельзя уже измѣрять нашими земными единицами (миллями или километрами). Свѣтъ, распространяющійся со скоростью 300000 километровъ въ 1 секунду, требуетъ, для своего прохожденія отъ одной звѣздной группы къ другой, десятки, сотни и даже тысячи лѣтъ. Время въ жизни мірозданія такъ громадно, что не только вся историческая, но и вся геологическая жизнь нашей планеты, есть не болѣе, какъ одно міровое мгновеніе. Но, тѣмъ не менѣе, эта жизнь совершается вездѣ по опредѣленнымъ законамъ; хаотичность, если она гдѣ-либо замѣчается, только кажущаяся. Мало того, современная наука убѣждаетъ насъ въ единствѣ законовъ, управляющихъ жизнью всего мірозданія. Законъ сохраненія энергіи и вещества является общимъ закономъ, примѣнимымъ какъ въ жизни всего мірозданія, такъ и отдѣльныхъ мельчайшихъ его частей. Другими словами, понятіе о *единствѣ* мірозданія является краеугольнымъ камнемъ современной науки.

Въ туманной дали истекшихъ временъ теряется міровой моментъ зарожденія нашей планеты. Исходи изъ мысли о единствѣ силъ и законовъ, управляющихъ всѣмъ мірозданіемъ, мы вправѣ сказать, что наше солнце, вѣроятно, также образовалось путемъ постепеннаго сгущенія космическаго вещества около центрального ядра. Переходя различныя ступени процесса сгущенія, оно послѣдовательно выдѣлило рядъ планетъ и ихъ спутниковъ. Нѣкоторыя изъ нихъ успѣли уже отвердѣть, сохранивъ лишь въ нѣдрахъ своихъ запасъ первоначальной тепловой энергіи. Такимъ образомъ, наша солнечная система можетъ служить образцомъ, по которому построены, по всей вѣроятности, и другія міровыя ячейки на извѣстной ступени ихъ космической жизни. Механическая жизнь этой системы опредѣляется законами Ньютона: 1) притяженіе двухъ массъ прямо пропорціо-

нально величинъ этихъ массъ и 2) притяженіе двухъ массъ обратно пропорціонально квадрату ихъ разстоянія и направлено по прямой линіи, ихъ соединяющей. Самое же движеніе небесныхъ тѣлъ солнечной системы совершается по тремъ законамъ Кеплера: 1) каждая планета описываетъ около солнца эллипсъ, въ одномъ изъ фокусовъ котораго находится солнце; 2) площади, описываемыя радіусами векторами, идущими отъ центра солнца къ центру планеты, пропорціональны временамъ; 3) квадраты временъ полныхъ обращеній планетъ около солнца пропорціональны кубамъ большихъ полуосей ихъ орбитъ.

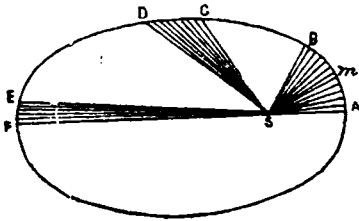
Солнечная система. Солнечная система, какъ извѣстно, состоитъ изъ слѣдующихъ планетъ: 1) Меркурій, 2) Венера, 3) Земля, 4) Марсъ, 5) Юпитеръ, 6) Сатурнъ, 7) Уранъ и 8) Нептунъ. Между Марсомъ и Юпитеромъ находится цѣлое кольцо астероидъ, число которыхъ въ настоящее время достигаетъ 480. Нѣкоторыя изъ планетъ имѣютъ спутниковъ: Земля—1, Марсъ—2, Юпитеръ—7, Сатурнъ—10, Уранъ—4, Нептунъ—1. Сатурнъ окруженъ кольцами, состоящими изъ скопленія мелкихъ космическихъ тѣлъ. *Эксцентриситетомъ* планетнаго эллиптического пути называютъ дробь: $e = \frac{a-b}{a}$, гдѣ a —большая полуось, b —малая полуось эллипса. Въ слѣдующей таблицѣ приведены числа, характеризующія различныя планеты нашей солнечной системы ¹⁾.

Названіе планетъ.	Время обращенія планетъ около солнца.	Разстояніе отъ солнца.	Эксцентриситетъ.	Наклоненіе орбитъ.
Меркурій . .	дн. 87.969258	0.3870987	0.2056048	7° 0' 8"
Венера . .	224.700787	0.7233322	0.0068433	3°23'35"
Земля . .	1 г. 0.006374	1.0000000	0.0167711	0° 0' 0"
Марсъ . .	1...321.729646	1.5236913	0.0932611	1°51' 2"
Юпитеръ . .	11...314.838171	5.202800	0.0482519	1°18'41"
Сатурнъ . .	29...166.986360	9.538856	0.0560713	2°29'40"
Уранъ . .	84... 7.39036	19.18329	0.0463414	0°46'20"
Нептунъ . .	164...280.11316	30.05508	0.0089646	1°47' 2"

¹⁾ Въ числа взяты изъ *Annuaire publié par le bureau des longitudes pour l'an 1906. Paris.*

Название планетъ.	Действительный диаметръ.	Объемъ.	Масса.	Плотность.	Плотность по отношению къ плотности воды.
Меркурій . .	0.373	0.052	0.061	1.173	6.45
Венера . . .	0.989	0.975	0.787	0.807	4.44
Земля	1	1	1	1	5.50
Марсъ	0.528	0.147	0.105	0.711	3.91
Юпитерь . . .	11.061	1279.412	309.816	0.242	1.33
Сатурнь . . .	9.299	718.883	91.919	0.128	0.70
Уранъ	4.234	69.237	13.518	0.195	1.07
Нептунъ . . .	3.798	54.955	16.469	0.300	1.65
Солнце	108.558	1283720	324439	0.253	1.39
Луна	0.273	0.020	0.013	0.615	3.38

Изъ этой таблицы видно, что эксцентриситеты планетныхъ путей вообще невелики. Больше растянуты пути астероидъ. Орбита Венеры имѣетъ форму, близкую къ формѣ круга. Наиболее растянута орбита Меркурія. Плоскости орбитъ различныхъ планетъ весьма мало наклонены другъ къ другу, такъ что движеніе ихъ совершается приблизительно въ одной плоскости. Исключеніе составляютъ пути некоторыхъ астероидъ. Скорость движенія планетъ въ различныхъ частяхъ орбиты неодинакова.



Фиг. 1.

Пусть $ABCD$ (фиг. 1) — есть орбита какой-нибудь планеты. Точка F называется *афелиемъ*, а точка A — *перигелиемъ*. Допустимъ, что площади ASB и ESF описаны радиусами — векторами въ равныя времена. На основаніи 2-го закона Кеплера:

$$ASB = ESF,$$

откуда очевидно

$$AB > EF,$$

т. е. скорость движенія планетъ вблизи афелия меньше, чѣмъ вблизи перигелия.

Всѣ планеты и ихъ спутники имѣютъ *прямое* движеніе, т. е. для наблюдателя, стоящаго на плоскости орбиты въ ея центрѣ, движеніе планетъ совершается по направленію противоположному движенію часовой стрѣлки. Исключеніе составляютъ спутники Урана и Нептуна.

Членами нашей солнечной системы слѣдуетъ также считать кометы и мелкія космическія тѣльца. Тѣльца эти движутся или спорадически или цѣлыми роями. Кольцо космическихъ тѣлецъ можетъ пересѣкать плоскость земного пути. Во время прохожденія земли вблизи этого узла нѣкоторыя изъ тѣлецъ вступаютъ въ нашу атмосферу съ своей космической скоростью. Здѣсь онѣ встрѣчаютъ сопротивленіе со стороны воздуха, и часть энергіи тѣльца преобразовывается въ теплоту, которая достаточна для накаливанія частицъ воздуха, лежащихъ на пути двигающагося тѣльца. Мы наблюдаемъ тогда явленіе, такъ называемыхъ, *падающихъ звѣздъ*. Особенно замѣчательны рой космическихъ тѣлецъ, вызывающіе блестящее явленіе падающихъ звѣздъ 10—13 августа (персеиды) и 11—13 ноября (леониды). Полный оборотъ кольцо лeonидъ совершаетъ въ 33 года. Повидимому звѣздные рой можно разсматривать какъ дальнѣйшую ступень въ жизни кометы. Комета разрѣшается, съ теченіемъ времени, въ рой космическихъ тѣлецъ, стремящихся съ теченіемъ времени равномерно распродѣляться по протяженію кольца.

Закончимъ общее обозрѣніе солнечной системы краткимъ изложеніемъ вопроса о физическомъ строеніи центральнаго тѣла нашей солнечной системы.

Если наблюдать солнечную поверхность при помощи очень сильныхъ инструментовъ, то оказывается, что яркость его неравномѣрна и на темномъ фонѣ имѣются свѣтлыя образованія въ родѣ зеренъ (грануляція). Значительно большее протяженіе имѣютъ болѣе яркіе *факелы*. Поверхность факеловъ и особенно грануляцій даетъ преобладающую часть солнечнаго свѣта и называется *фотосферой*. Кромѣ грануляцій и факеловъ, на поверхности солнца видны еще пятна, состоящія изъ темнаго ядра, окруженнаго, обыкновенно, ясно ограниченою полутѣнью. Пятна, измѣняя свой видъ, передвигаются отъ восточнаго края диска къ западному; на основаніи этихъ перемѣщеній, можно заключить, что вся масса солнца вращается около оси и совершаетъ полный оборотъ въ теченіе 25 дней 4 часовъ и 29 ми-

нута¹⁾). Солнечная поверхность является ареной непрерывной напряженной деятельности, особенно в некоторых ее зонах. Пятна обнаруживаются преимущественно в двух поясах, заключенных между 10° и 35° гелиоцентрической северной и южной широты. Во время солнечных затмений видны блестящие придатки, выступы или протуберанцы, окаймляющие контуры солнечного диска. Эти выступы представляют как бы временные поднятия особой атмосферы, тонким слоем окружающей солнце (хромосфера). Еще далее следует более обширная оболочка—корона. Деятельность солнечной поверхности имеет заметный периодический характер: число и величина пятен, а также число и интенсивность факелов и протуберанцев изменяются, поднимаясь через каждые 11.1 года до максимума и опускаясь, затѣмъ, до минимума. Эти колебания находятся в прямом отношении с магнито-электрической жизнью нашей планеты. Последний максимум был в 1894 году, последний минимум в 1901. В 1905 году деятельность солнца была очень значительна, приближаясь к максимуму.

Анализ солнечного луча при помощи спектроскопа дает весьма важные указания относительно физического строения и химического состава различных его оболочек. Свет солнечного диска дает непрерывный спектр, пересеченный темными фраунгоферовыми линиями. Эти линии, точно совпадающие с блестящими линиями раскаленных газов и металлических паров, указывают на существование на поверхности солнца многих земных химических веществ. Первое место принадлежит железу, многочисленные линии которого составляют, так сказать, остов солнечного спектра. Затѣмъ идутъ водородъ (линии *C*, *F*, *G'*, *h*), натрій (*D*), кальцій (*H*, *K*), гелій (*D₂*), магній (*b*), никкель, титанъ и пр. Спектральные изслѣдованія даютъ намъ основаніе разсматривать солнце, какъ ра-

¹⁾ В действительности, движение солнечной поверхности, выведенное изъ наблюдений надъ пятнами, неодинаково для всѣхъ широтъ: скорость вращения уменьшается отъ экватора къ полюсамъ. Если время обращенія на экваторѣ принять въ 25 дней, то оно равно:

25.75	днѣмъ	подъ	20°	широты
26.50	»	»	30°	»
27.00	»	»	40°	»

скаленную массу, испускающую свѣтъ, дающій непрерывный спектръ; надъ этой массой находится оболочка раскаленныхъ газовъ и паровъ, въ составъ которой входятъ выше указанные элементы (хромосфера). Этотъ поглощающій слой невидимъ вслѣдствіе его малой мощности. Но во время затмѣній спектръ хромосферическихъ протуберанцевъ дѣйствительно даетъ блестящія линіи этихъ элементовъ. Впрочемъ, въ недавнее время Јапсен и Лоскуег предложили методъ, который даетъ возможность наблюдать во всякое время присутствіе хромосферы и даже форму протуберанцевъ. Методъ этотъ обнаружилъ, что водородные протуберанцы поднимаются обыкновенно надъ факелами, а металлическіе пары (натрій, кальцій, магній) въ сосѣдствѣ пятенъ.

Земля какъ движущаяся обсерваторія. Земля, согласно 1-му закону Кеплера, описываетъ въ теченіе года эллипсъ, въ одномъ изъ фокусовъ котораго находится солнце. Около 1-го января, она находится въ ближайшемъ (A), а около 30-го іюня въ дальнѣйшемъ (B) разстояніи отъ солнца. Эти разстоянія даны въ слѣдующей таблицѣ:

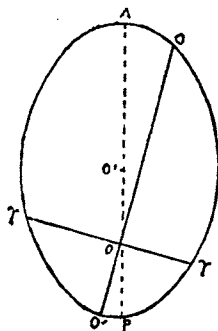
A . .	23047.2	экватор. радіуса земли или	147001	милл.килом.
B . .	23831.5	»	»	152003
Среднее	23439.2	»	»	149501
		Эксцентриситетъ . . .	0.0167711.	

Вслѣдствіе измѣненія разстоянія земли отъ солнца въ теченіе годового оборота, *видимый* діаметръ солнца имѣетъ различныя значенія:

Максимумъ (около 1 января) . . 32' 36".36.

Минимумъ (около 30 іюня) . . . 31 31. 98.

Средній . . . 32 3. 64.



Фиг. 2.

Средняя скорость движенія земли по орбитѣ равна 29.7 километра въ секунду.

Пусть (фиг. 2) APO' —земная орбита, AP —большая ея ось, $у$ и $у'$ —точки, которыя земля проходитъ въ дни весенняго и осенняго равноденствій, O и O' —линія солнцестояній. Линія солнцестояній составляетъ, въ настоящее время, съ большой осью эллипса уголъ $11^{\circ}8'$. Въ 1906 году земля проходила эти точки своего пути

въ слѣдующіе дни, считая отъ полуночи средняго Парижскаго времени:

Весеннее равноденствіе . . .	21 марта	въ 13 ^h 2 ^m 12 ^s
Лѣтнее солнцестояніе . . .	22 іюня	» 8 51 6
Осеннее равноденствіе . . .	23 сентября	» 23 24 15
Зимнее солнцестояніе . . .	22 декабря	» 18 2 31

Изъ приведенной таблички видно, что земля употребляетъ слѣдующее время для послѣдовательнаго прохожденія между указанными главными пунктами своего пути:

	дн.	ч.
Отъ весенняго равноденствія до лѣтняго солнцестоянія .	92	20
» лѣтняго солнцестоянія » осенняго равноденствія	93	15
» осенняго равноденствія » зимняго солнцестоянія .	89	19
» зимняго солнцестоянія » весенняго равноденствія	89	0

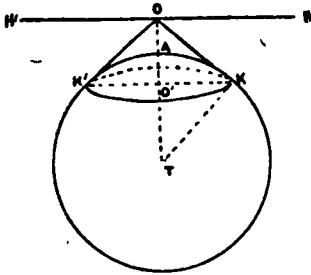
Такимъ образомъ, продолжительность весны и лѣта равна 186 дней 11 часовъ, а продолжительность осени и зимы 178 дней 19 часовъ, т. е. солнце остается въ сѣверномъ полушаріи 8-ью днями дольше, чѣмъ въ южномъ.

Уголъ, подъ которымъ виденъ съ солнца радіусъ земли, если лучъ зрѣнія перпендикуляренъ къ этому радіусу, называется *параллаксомъ* солнца. Средняя его величина составляетъ 8".80.

Ось земли наклонена къ оси орбиты подъ угломъ приблизительно 23°27' ¹⁾. Но эта ось не сохраняетъ своего неизмѣннаго положенія въ пространствѣ. Она описываетъ коническую поверхность, отверстіе которой равно 23°27'. Ось земли совершаетъ полный оборотъ приблизительно въ 26000 лѣтъ. Это явленіе называется *прецессіей* или *предвареніемъ равноденствія*. Вслѣдствіе прецессіи точка весенняго равноденствія перемѣщается на 50.2" въ годъ. Кроме того, ось земли описываетъ, въ теченіе 18²/₃ года, малый эллипсъ, около средняго положенія; амплитуда колебаній по направленію движенія равна 18"4, а по направленію перпендикулярному 18".7. Измѣняются также періодически эксцентриситетъ и долгота перигея, считая отъ точки весенняго равноденствія. Въ настоящее время эксцентриситетъ уменьшается на 0.00004 въ столѣтіе, а долгота перигея, отнесенная въ точкѣ весенняго равноденствія, ежегодно увеличивается на 11.7".

¹⁾ Точнѣе: наклоненіе оси земли къ оси орбиты 31 декабря 1905 г. равнялось 23°26'57".24.

Видъ и величина земли въ первомъ приближеніи. Подъ видомъ земли, независимо отъ мѣстныхъ неровностей, понимаютъ поверхность океаническихъ водъ, а также продолженіе ея въ широкихъ каналахъ, мысленно изрѣзывающихъ матеріи и соединяющихъ между собою отдѣльные океаны. Эта поверхность есть поверхность одинаковаго уровня, т. е., равнодѣйствующая всѣхъ дѣйствующихъ силъ нормальна къ этой поверхности. Въ *первомъ приближеніи*, принимаютъ, что поверхность земли имѣетъ форму шара, а слѣдовательно, всѣ отвѣсныя линіи направлены къ центру



Фиг. 3.

земли. Если (фиг. 3) мы подыдемся на высоту $OA=h$ надъ земной поверхностью и изъ точки O проведемъ рядъ касательныхъ въ земному шару, то получимъ конусъ, основаніе котораго ограничитъ видимый изъ точки O горизонтъ. $\angle HOK=\alpha$ называется *депрессіей* горизонта. Этотъ уголъ можно опредѣлить изъ треугольника KOT :

$$TK=OT\cos\alpha$$

но $TK=R$ (радіусъ земли), а $OT=R+h$, гдѣ h есть высота точки O надъ поверхностью земли; слѣдовательно,

$$R=(R+h)\cos\alpha \text{ или } \cos\alpha=\frac{R}{R+h} \quad (1)$$

Для $h=100$ метрамъ, $\alpha=19'16''$, откуда

$$R=6366 \text{ километра.}$$

Изъ уравненія (1) можно вычислить уголъ депрессіи α , если известно h . Напримѣръ, если $h=5$ метрамъ, то $\alpha=4'18''$; при $h=300$ метрамъ $\alpha=33'23''$. Можно, наконецъ, опредѣлить радіусъ $O'K=r$ круга видимаго горизонта:

$$r=R\sin\alpha$$

Если

$$h=10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100 \text{ метр.}$$

то

$$r=11.3 \ 16.0 \ 19.6 \ 22.6 \ 25.3 \ 27.7 \ 29.9 \ 31.9 \ 33.8 \ 35.7 \ \text{килом.}$$

Если принять, что длина меридіана равна 40000 километровъ, то радіусъ земли равенъ

$$R=\frac{40000}{2\pi}=6366.197 \ \text{километра}$$

Длина градуса меридіана равна $\frac{40000}{360} = 111.111$ километра. Длина одной минуты 1851.85 метра (морская миля); длина секунды—30.86 метра; половина этой длины (узелъ)—15.43 метра. Нетрудно вычислить также окружность (s) и радиусъ (r) какой-нибудь параллели, лежащей подъ широтою φ :

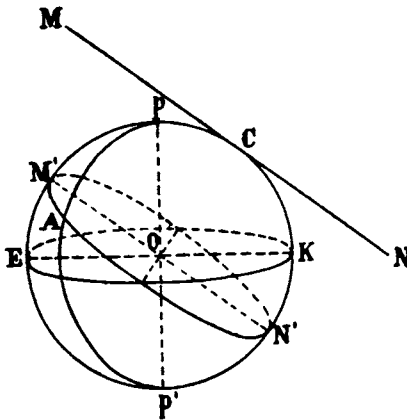
$$r = R \cos \varphi$$

$$s = 2\pi R \cos \varphi$$

Вообще, длина градусовъ различныхъ параллелей выразится слѣдующими числами:

Широта	0°	10	20	30	40	50	60	70	80
Килом.	111.3	109.6	104.6	96.5	85.4	71.7	55.7	38.2	19.4
Миля	15.0	14.8	14.1	13.0	11.5	9.1	7.5	5.1	2.6

Градусъ экватора дѣлятъ на 15 равныхъ частей и каждую часть называютъ *географическою* милюю. Длина географической мили равна 7407 41 метра¹⁾.



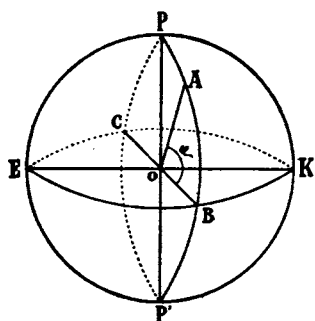
Фиг. 4.

Пусть (фиг. 4) PP' —ось земли, EK —экваторъ, PCP' —меридіанъ точки C . Плоскость MN , касательная къ земной поверхности въ точкѣ C , называется *видимымъ горизонтомъ* точки C , а плоскость $M'N'$, проведенная черезъ центръ земли параллельно видимому горизонту, составляетъ *математическій* или *истинный горизонтъ* той-же точки C . Линія, перпендикулярная къ горизонту и составляющая, въ данномъ

¹⁾ Чтобы измѣрить скорость движенія корабля употребляютъ ливъ, на которомъ сдѣланы мѣтки на разстояніи 15.43 метра. На концѣ лива уарѣпливаютъ треугольникъ, нагруженный у основанія свинцомъ. Треугольникъ этотъ держится на поверхности воды вертикально; при движеніи корабля, онъ остается на мѣстѣ, и только разматываетъ ливъ. Считаютъ число узловъ вышедшихъ въ $\frac{1}{2}$ минуты. Очевидно, что число узловъ, вышедшихъ въ $\frac{1}{2}$ минуты, равно числу миль, проходимыхъ кораблемъ въ часть.

случаѣ, продолженіе радіуса—есть *отвѣсная* или *вертикальная* линія. Положеніе горизонтальной плоскости опредѣляется *уровнемъ* съ *воздушными пузырькомъ*, а положеніе вертикальной линіи—*отвѣсомъ*. Отвѣсная линія даннаго мѣста находится, очевидно, въ плоскости меридіана этого мѣста. Въ какой-нибудь точкѣ земной поверхности, лежащей на экваторѣ, горизонтъ параллеленъ, а на полюсѣ перпендикуляренъ къ земной оси; въ промежуточныхъ же точкахъ, лежащихъ между экваторомъ и полюсомъ, горизонтъ составляетъ нѣкоторый уголъ съ осью земли.

Положеніе какой-нибудь точки на земной поверхности опре-



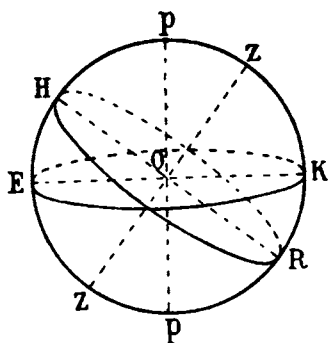
Фиг. 5.

дѣляется *широтой* и *долготой*. *Широтой* точки *A* (Фиг. 5) называютъ уголъ, заключенный между радіусомъ или отвѣсною линіею *AO*, проведенной въ данную точку *A* и плоскостью экватора *EK*, т. е. уголъ $\angle BOA = \text{дуга } BA = \varphi$. Широта считается отъ экватора къ сѣверу (сѣверная) и къ югу (южная) отъ 0° до 90° . *Долготой* точки считаютъ двугранный, уголъ составленный меридіаномъ $PABP'$ даннаго мѣста и меридіаномъ $PKP'E$, принятымъ за первый, т. е. двугранный уголъ $\angle APP'K = \text{угл. } \angle BOK = \text{дуг. } KB = \lambda$. Нетрудно опредѣлить (Фиг. 6) уголъ $\angle POH$, составленный осью земли PP' и горизонтомъ HR даннаго мѣста, широта котораго равна $\angle ZOK = \varphi$. Проведемъ отвѣсную линію ZZ' . Изъ чертежа видно, что

$$\angle POH = \angle ZOK = \varphi,$$

т. е. уголъ, составленный горизонтомъ и осью земли, равенъ широтѣ мѣста.

Обстоятельства суточного и годового движенія земли. Наблюдатель, находящійся въ одной изъ точекъ земной поверхности, совершаетъ, видѣтъ съ землею, два главныхъ движенія: около оси (суточное) и около солнца (годовое). Сообразно съ этимъ измѣняется и видъ небеснаго свода. Движеніе около оси

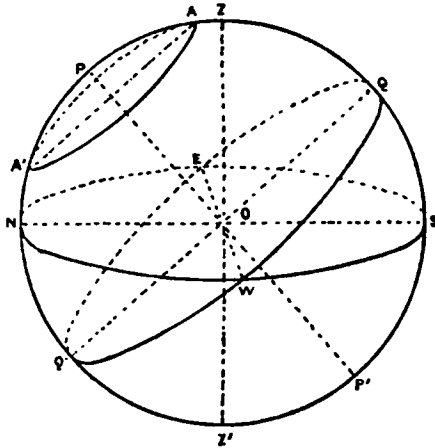


Фиг. 6.

происходитъ равномерно, съ запада на востокъ, въ теченіе опредѣленнаго промежутка времени, который называется *звѣздными сутками*. Вслѣдствіе вращенія земли около оси различныя точки земли движутся съ различными скоростями:

Широта.	Скорость.
0° . . .	465 метровъ въ секунду
10 . . .	458 » » »
20 . . .	437 » » »
30 . . .	403 » » »
40 . . .	357 » » »
50 . . .	300 » » »
60 . . .	234 » » »
70 . . .	160 » » »
80 . . .	81 » » »
90 . . .	0 » » »

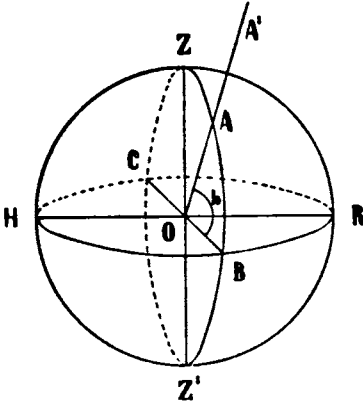
Чтобы упростить изслѣдованіе обстоятельствъ *суточнаго* движенія, можно допустить, что земля неподвижна, а весь небесный сводъ, со всѣми находящимися на немъ свѣтилми, вращается около продолженной оси земли, съ востока на западъ, и совершаетъ полный оборотъ въ теченіе звѣздныхъ сутокъ. Такъ какъ размѣры земли ничтожны въ сравненіи съ разстояніями отъ насъ небесныхъ свѣтилъ, то, при изученіи обстоятельствъ



Фиг. 7.

суточнаго движенія свода, можно также допустить, что наблюдатель находится въ центрѣ земли. Пусть (фиг. 7) PP' ось міра, QQ' —экваторъ, NS —горизонтъ мѣста наблюденія, ZZ' —отвѣсная линія. При вращеніи свода съ востока на западъ около оси PP' —каждая точка свода будетъ описывать кругъ, плоскость котораго перпендикулярна къ оси міра. Чѣмъ дальше отстоитъ точка свода отъ экватора, тѣмъ меньше будетъ видимый радіусъ суточнаго ея движенія. Кругъ

ZAZ' , проходящий (фиг. 8) через отвѣсную линію и дѣнное свѣтило A , называется *вертикальнымъ* или кругомъ *высоты*. Пло-



Фиг. 8.

скость этого круга очевидно перпендикулярна къ плоскости горизонта. Вертикальный кругъ, проходящий черезъ полюсь, есть *меридіанъ* даннаго мѣста. Плоскость меридіана пересѣкаетъ плоскость горизонта по линіи HR , которая называется *полуденной линіей*; эта линія опредѣляетъ точки H и R . Точка H , которая находится въ той же части неба, гдѣ лежитъ полюсь P , есть точка сѣвера; противоположная ей — точка юга. Часть круга высотъ $AB=h$, заключенная между свѣтиломъ и

горизонтомъ, называется *высотой* свѣтила. Высоты считаются отъ горизонта вверхъ (положительныя) и внизъ (отрицательныя) отъ 0° до 90° . Если свѣтило находится на горизонтѣ, высота его равна 0° ; по мѣрѣ поднятія свѣтила надъ горизонтомъ, высота его увеличивается; если свѣтило находится въ зенитѣ, то высота его равна 90° . Дуга $AZ=Z$ называется *зенитнымъ* разстояніемъ свѣтила; очевидно, что $Z=90-h$. Двугранный уголъ $RZZ'A$ = углу ROB и заключенный между плоскостью меридіана и вертикальной плоскостью круга высотъ или, что все равно, дуга BR заключенная между меридіаномъ и точкой пересѣченія круга горизонта съ кругомъ высотъ, называется *азимутомъ* свѣтила. Условимся всегда отсчитывать азимуты отъ точки юга къ западу. Высоту и азимутъ вполне опредѣляется положеніе свѣтила на сводѣ для наблюдателя, находящагося въ какой-нибудь точкѣ земной поверхности

Существуетъ и другая система координатъ. Пусть (фиг. 9) QQ' — экваторъ, PP' — ось міра, $PQP'Q'$ — меридіанъ. Черезъ оба полюса и свѣтило A проведемъ плоскость, которая, въ пересѣченіи съ небеснымъ сводомъ, даетъ кругъ PAP' . Кругъ этотъ называется *часовымъ кругомъ* или кругомъ *склоненій*, а часть его AA' , заключенная между свѣтиломъ и экваторомъ, называется *склоненіемъ* свѣтила. Склоненіе считаютъ отъ экватора къ сѣ-

Но часовой уголъ связанъ съ положеніемъ меридіана мѣста. Для того, чтобы опредѣлить абсолютное положеніе свѣтила на сводѣ независимо отъ мѣста наблюденія, вводятъ вмѣсто часового угла новую координату—*прямое восхожденіе*. Прямыхъ восхожденіемъ (фиг. 9) называютъ дугу экватора, заключенную между опредѣленной точкой экватора (точкой весенняго равноденствія) и точкой пересѣченія экватора съ кругомъ склоненій. Прямое восхожденіе считаютъ отъ точки весенняго равноденствія въ *прямомъ* смыслѣ, т. е. противъ часовой стрѣлки. Основныя координаты эти (склоненіе и прямое восхожденіе) различныхъ свѣтилъ можно найти въ специальныхъ астрономическихъ календаряхъ. Изъ чертежа 9 видно, что

$$\gamma Q = \gamma A' + A'Q \text{ или} \\ \Theta = \alpha + H, \text{ т. е.}$$

звѣздное время равно прямому восхожденію, сложенному съ часовымъ угломъ (всѣ три величины выражены во времени). Если звѣзда находится въ верхней кульминаціи, то ея часовой уголъ $H=0$ и тогда

$$\Theta = \alpha, \text{ т. е.}$$

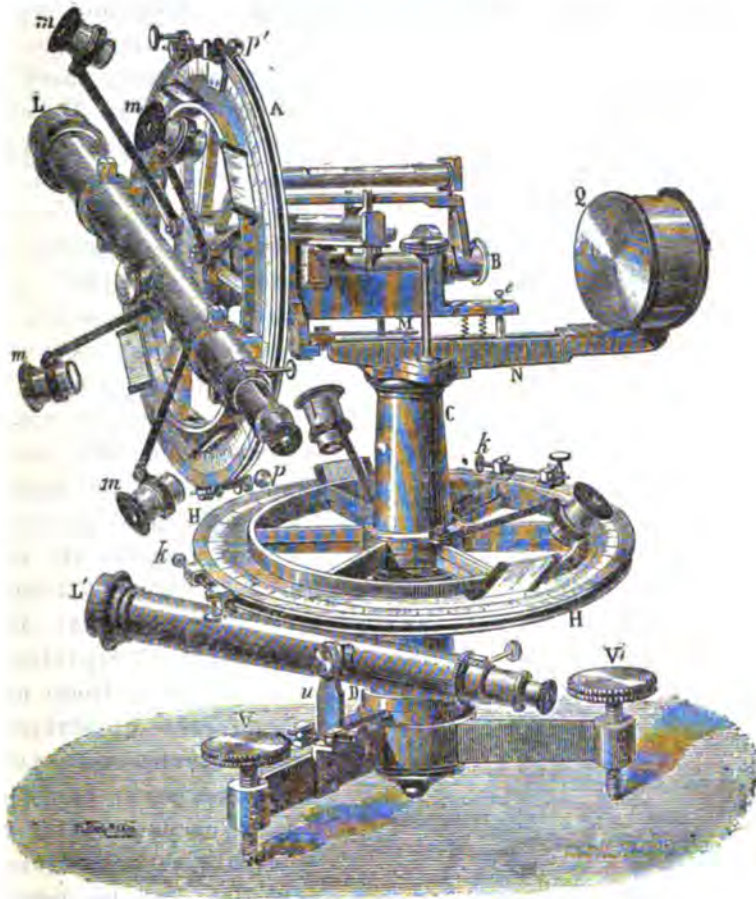
прямое восхожденіе звѣзды равно звѣздному времени.

Описаніе и изученіе инструментовъ, служащихъ для измѣренія угловъ, составляетъ одну изъ существенныхъ задачъ практической астрономіи и геодезіи. Мы только вскользь укажемъ на два прибора: теодолитъ и секстантъ.

Теодолитъ состоитъ изъ двухъ круговъ, HH и AA (фиг. 10), плоскости которыхъ взаимно перпендикулярны. Если кругъ HH , при помощи подъемныхъ винтовъ VVV и уровня, привести въ горизонтальное положеніе, то плоскость круга AA принимаетъ вертикальное положеніе. По дѣленіямъ нижняго круга HH отсчитываются углы, лежащіе въ горизонтальной плоскости; второй кругъ AA служитъ для измѣренія вертикальныхъ угловъ.

Переноснымъ приборомъ для измѣренія угловъ можетъ служить *секстантъ* (фиг. 11). Два зеркала AB и CD укрѣплены перпендикулярно къ плоскости подвижнаго сектора. Одно изъ нихъ CD неподвижно и покрыто ртутью только въ своей верхней части; такимъ образомъ глазъ наблюдателя, пользуясь трубой, находящейся въ O , можетъ визировать небесное свѣтило S черезъ прозрачную часть зеркала. Зеркало AB , помѣщаемоеся

на подвижной алидадѣ, получая лучи отъ названнаго небеснаго свѣтила, отражаетъ ихъ на зеркало CD . Такимъ образомъ, если зеркала AB и CD вполне параллельны, то непосредственное изображение свѣтила и его отраженіе вполне совпадаютъ. Предположимъ далѣе, что намъ нужно измѣрить уголъ, составленный



Фиг. 10.

линей OS и прямой OE , направленной на другую звѣзду E . Для этого поворачиваемъ подвижное зеркало AB до тѣхъ поръ, пока отраженное изображение звѣзды E не покроетъ прямое изображение звѣзды S . Положимъ, что для этого пришлось повер-

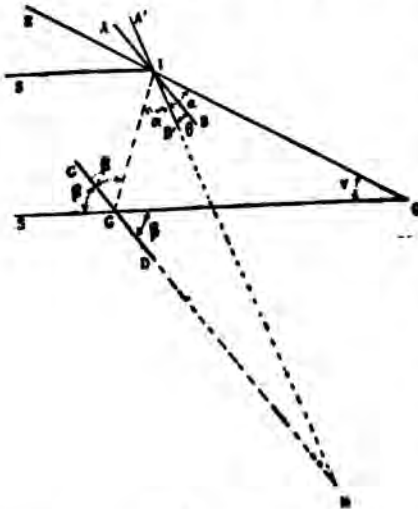
вуть зеркало на уголъ Θ . Легко доказать, что уголъ $EOS = V = 2\theta$.
И дѣйствительно:

$$\beta = \alpha + \theta$$

$$2\beta = 2\alpha + 2\theta$$

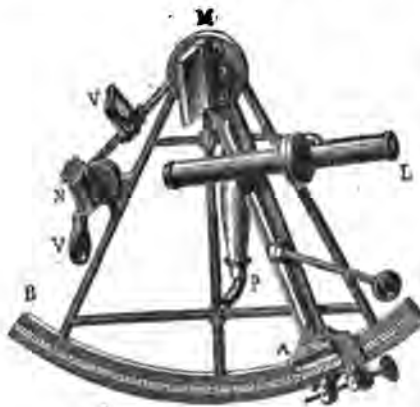
$$\text{откуда: } V = 2\theta$$

Эта простая теорія получаетъ на практикѣ слѣдующее осуществленіе.



Фиг. 11.

устанавливается на нуль дѣлений дуги въ томъ случаѣ, когда

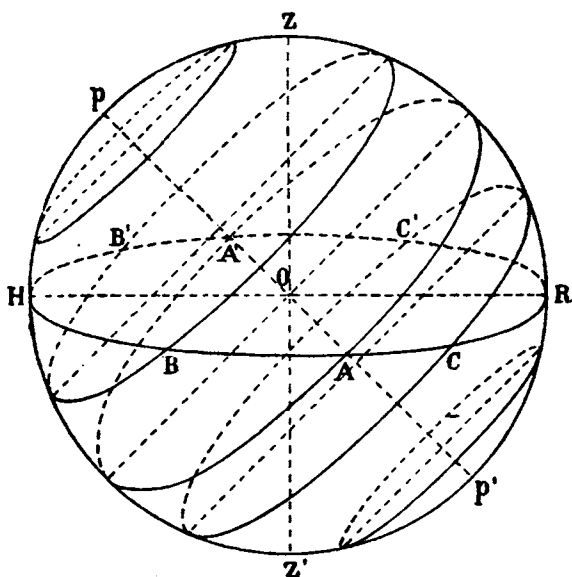


Фиг. 12.

Раздѣленная на градусы, шестая часть цѣлаго круга (Фиг. 12) снабжена двумя, перпендикулярными къ его плоскости, зеркалами M и N . Труба, прикрѣпленная къ одному изъ краевъ, позволяетъ непосредственно визировать свѣтило черезъ верхнюю часть неподвижнаго зеркала N . Второе зеркало M можетъ вращаться вокругъ центра круга вмѣстѣ съ алидадой A , которая служитъ ему подставкой. Алидада эта снабжена указателемъ, который непосредственно отсчитываетъ на кругѣ измѣряемый уголъ, дуга секстанта, заключающая на самомъ дѣлѣ 60° , раздѣлена такъ, какъ будто на ней было 120° . Во время наблюденія, инструментъ удерживается посредствомъ особой рукоятки. Изъ изложенной выше теоріи непосредственно вытекаетъ практическое примѣненіе прибора.

Укажемъ только, какъ пользуются этимъ приборомъ моряки при опредѣленіи меридіональной высоты свѣтила. Наблюдатель, держа рукоятку прибора, приводитъ плоскость круга въ вертикальную плоскость свѣтила и направляетъ трубу касательно къ поверхности моря; затѣмъ перемѣщаетъ зрѣлищу, вращая ее вокругъ центра круга до тѣхъ поръ, пока изображеніе свѣтила не появится, послѣ двойного отраженія, на оптической оси трубы. Положеніе индекса и дастъ искомую высоту свѣтила. Остается только сдѣлать небольшую поправку отъ депрессіи горизонта.

Возобновивъ въ памяти нашей основныя понятія о географическихъ и астрономическихъ координатахъ, рассмотримъ теперь обстоятельства видимаго суточного движенія свода, наблюдаемаго, наприимѣръ, въ Одессѣ Суточное вращеніе свода про-



Фиг. 13.

исходить съ востока на западъ. Горизонтъ HR (Фиг. 13) раздѣляетъ небесный сводъ на двѣ части: видимую и невидимую. Всѣ точки свода описываютъ пути, плоскости которыхъ перпендикулярны къ оси міра, и, слѣдовательно, параллельны экватору. Каждая точка свода дважды проходитъ че-

резъ меридіанъ (верхняя и нижняя кульминаціи). Точка свода, лежащая на экваторѣ, восходитъ въ точкѣ востока A' . Затѣмъ высота ея надъ горизонтомъ постепенно увеличивается; въ моментъ кульминаціи, она достигаетъ максимума, а затѣмъ постепенно уменьшается до нуля. Остальной путь эта точка проходитъ подъ горизонтомъ. Такъ какъ экваторъ дѣлится кругомъ горизонта на двѣ равныя части, то дневная часть пути взятой

нами точки равна ночной. Какая-нибудь точка, лежащая къ сѣверу отъ экватора, восходитъ въ точкѣ B' , между сѣверомъ и востокомъ, постепенно подымается надъ горизонтомъ, достигаетъ наибольшей высоты въ моментъ верхней кульминаціи и затѣмъ заходитъ въ точкѣ B . Дневная дуга ея больше ночной. Очевидно, что меридіанъ дѣлитъ пополамъ путь между двумя равными высотами звѣзды надъ горизонтомъ. Изъ чертежа 13-го видно далѣе, что можно найти такія точки свода, которыя весь свой путь будутъ описывать надъ горизонтомъ. Это будутъ тѣ точки свода, для которыхъ полярное разстояніе меньше высоты полюса, или, что все равно, меньше широты мѣста; въ Одессѣ, незаходящими звѣздами будутъ звѣзды, коихъ полярное разстояніе равно или меньше $46^{\circ}28'$. Для этихъ звѣздъ склоненіе равно или больше $43^{\circ}32'$. Если звѣзда находится къ югу отъ экватора, то вообще она восходитъ между югомъ и востокомъ, достигаетъ наибольшей высоты въ моментъ верхней кульминаціи и заходитъ между югомъ и западомъ. Дневной путь очевидно меньше ночного. Существуютъ, наконецъ, точки свода, которыя у насъ вовсе не восходятъ. Эти точки расположены на сводѣ такъ, что разстоянія ихъ отъ южнаго полюса меньше широты мѣста.

Обратимъ вниманіе на два частныхъ случая. Если мѣсто наблюденія находится на экваторѣ, то всѣ точки свода описываютъ пути, плоскости которыхъ перпендикулярны къ горизонту. Для всѣхъ этихъ точекъ дневной путь равенъ ночному. Если же мѣсто наблюденія находится на сѣверномъ полюсѣ, то всѣ точки сѣверной половины свода описываютъ пути, параллельные горизонту.

Нетрудно вычислить наибольшую высоту звѣзды въ моментъ верхней кульминаціи. Пусть широта мѣста равна φ , а склоненіе звѣзды равно δ . Изъ чертежа 13-го видно, что наибольшая высота H въ моментъ кульминаціи равна вообще:

$$H = \delta + 90^{\circ} - \varphi;$$

такъ, напр., въ Одессѣ ($\varphi = 46^{\circ}28'$) высота во время верхней кульминаціи равна для различныхъ величинъ склоненія:

$\delta = 0^{\circ}$	20°	40°	$—20^{\circ}$
$H = 43^{\circ}32'$	$63^{\circ}32'$	$83^{\circ}32'$	$23^{\circ}32'$

Легко также, зная широту мѣста $\omega OD = \varphi$ и полярное разстояніе звѣзды $POA = P$, вычислить азимуть $SOC = A$ и часовой уголъ $A\omega C = H$ точки C , высота коей равна нулю. Принимая радіусъ сферы за единицу, имѣемъ (фиг. 14):

$$O\omega = \text{Cos}P; \omega C = \omega A = \text{Sin}P.$$

Изъ прямоугольнаго треугольника ωOD :

$$\omega D = O\omega \text{tang}\varphi; OD = \frac{O\omega}{\text{Cos}\varphi}$$

или $\omega D = \text{Cos}P \text{tang}\varphi; OD = \frac{\text{Cos}P}{\text{Cos}\varphi},$

но $\text{Cos}SOC = \text{Cos}A = -OD = -\frac{\text{Cos}P}{\text{Cos}\varphi}$

$$\text{Cos}A \omega C = \text{Cos}H = \frac{\omega D}{\omega C} = \frac{\text{Cos}P \text{tang}\varphi}{\text{Sin}P} = \frac{\text{tang}\varphi}{\text{tang}P}.$$

Азимуть A опредѣлитъ точку горизонта, въ которой звѣзда заходитъ. Эта величина будетъ равна, больше или меньше 90° ,

смотря потому, будетъ ли P равно, меньше или больше 90° .

Часовой уголъ H выражаетъ время между кульминаціей и заходомъ звѣзды.

Положимъ, что широта мѣста равна φ , склоненіе солнца δ , а продолжительность дня T ; на основаніи предыдущаго:

$$\text{Cos} \frac{T}{2} = -\text{tg}\varphi \text{tg}\delta.$$

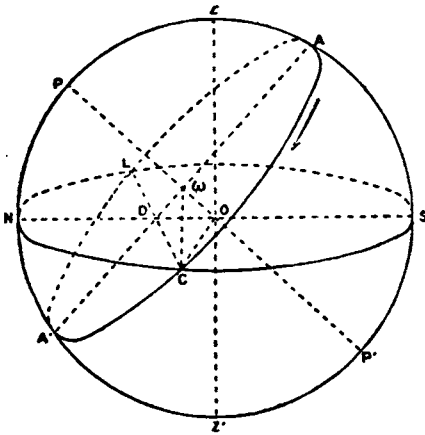
Азимуть точки захода получится изъ уравненія

$$\text{Cos}A = -\frac{\text{Sin}\delta}{\text{Cos}\varphi}.$$

Азимуть точки восхода равенъ

$$360^\circ - A$$

Истинные часы восхода и захода солнца будутъ $24^\circ - \frac{T}{2}$ и $\frac{T}{2}$ въ астрономическомъ времени.



Фиг. 14.

Нетрудно вычислить максимумъ J продолжительности дня. Достаточно подставить въ предыдущее уравненіе вмѣсто δ наибольшее склоненіе солнца D :

$$\cos \frac{J}{2} = -\operatorname{tg} \varphi \operatorname{tg} D.$$

Если E есть уравненіе времени (см. стр. 32) для даннаго дня, то среднее время восхода и заката:

$$12^{\circ} - \frac{J}{2} + E \text{ и } \frac{J}{2} + E.$$

Если $\varphi = +48^{\circ}50'$, $\delta = -7^{\circ}34'$, $E = +12^{\circ}32'$, то предыдущіе формулы дають:

$$\begin{aligned} T &= 10^{\circ} 50'', \\ \text{восходъ въ } &6^{\circ} 48'' \text{ утра,} \\ \text{заходъ } &> 5^{\circ} 38'' \text{ вечера,} \\ J &= 15^{\circ} 58''. \end{aligned}$$

Конечно, по этимъ формуламъ получаются только приближительныя величины, такъ какъ при выводѣ ихъ не приняты во вниманіе рефракція и многія другія обстоятельства суточного и годового движенія. Чтобы видѣть, на сколько всё эти обстоятельства измѣняютъ полученные числа, замѣтимъ, что точныя значенія въ предыдущемъ примѣрѣ будутъ слѣдующія:

$$\begin{aligned} T &= 10^{\circ} 56'', \\ J &= 16^{\circ} 7'', \\ \text{время восхода } &6^{\circ} 45'', \\ &> \text{захода } &5^{\circ} 41''. \end{aligned}$$

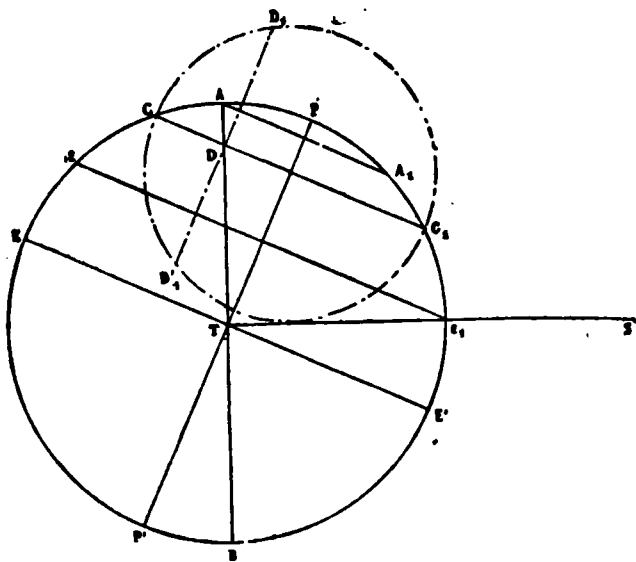
Тотъ же вопросъ можно рѣшить графически. Пусть (фиг. 15) EE' —экваторъ, PP' —ось міра, S —солнце, CC_1 —параллель мѣста наблюденія, AB —плоскость перпендикулярная къ солнечнымъ лучамъ, проведенная черезъ центръ земли и огдѣляющая освѣщенную часть земли отъ неосвѣщенной (плоскость освѣщенія). Плоскость освѣщенія пересекаетъ параллель CC_1 по линіи, перпендикулярной къ плоскости бумаги и точка D есть проекція этого сѣченія. Повернемъ плоскость параллели около оси CC_1 до совпаденія съ плоскостью бумаги. Тогда $D_1'C_1D_1$ будетъ дневная

дуга, а $D_1'CD_1$ — ночная. Остается измерить эти дуги и перевести в часы, помня, что 360° соответствуют 24 часамъ. Продолжительность наиболее длинного (a) и наиболее короткого дня (b) въ различныхъ широтахъ выразится слѣдующимъ образомъ:

φ . . .	10°	20°	30°	40°	50°	60°
a . . .	$12^h 35^m$	$13^h 13^m$	$13^h 56^m$	$14^h 51^m$	$16^h 9^m$	$18^h 30^m$
b . . .	$11^h 25^m$	$10^h 47^m$	$10^h 4^m$	$9^h 9^m$	$7^h 51^m$	$5^h 30^m$

Съверіѣ полярнаго круга, продолжительность непрерывнаго дня (c) и непрерывной ночи (d) слѣдующая:

φ . . .	70°	75°	80°	85°	90°
c . . .	65	103	134	161	186 сутокъ
d . . .	60	97	127	153	179



Фиг. 15.

Для южнаго полушарія строка c соответствуетъ ночи, а строка d — дню. Рефракція, какъ увидимъ ниже, видоизмѣняетъ эти числа.

При физико-географическихъ работахъ часто приходится определять направленіе меридіана, время, широту и долготу мѣста. Точное рѣшеніе этихъ задачъ излагается въ полныхъ

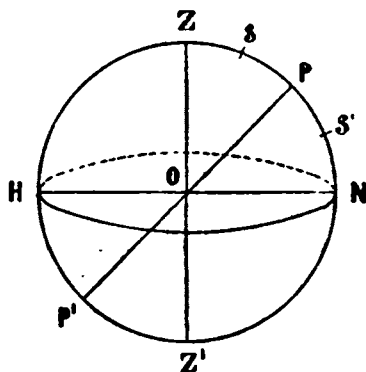
курсахъ практической астрономіи и требуетъ обширной теоретической и наблюдательной подготовки. Въ нашемъ введеніи мы можемъ лишь возобновить въ памяти общіе принципы, лежащіе въ основѣ этихъ опредѣленій, а также указать соответствующіе источники для болѣе детальнаго изученія вопроса.

Для опредѣленія погуденной линіи наблюдаютъ въ извѣстный моментъ какую-нибудь звезду до ея прохожденія черезъ меридіанъ; замѣчаютъ положеніе (α) трубы на азимутальномъ кругѣ теодолита и укрѣпляютъ неподвижно трубу вертикальнаго круга. Затѣмъ, стараются уловить тотъ моментъ, когда звезда, послѣ кульминаціи появится на пересѣченіи нитей трубы вертикальнаго круга и опять отмѣчаютъ положеніе (α') алидады на горизонтальномъ кругѣ. Такъ какъ оба отсчета сдѣланы симметрично относительно меридіана, то положеніе меридіана будетъ соответствовать отсчету круга $\frac{\alpha + \alpha'}{2}$. Если поставимъ вертикальный кругъ на этомъ дѣленіи, то труба его будетъ направлена по меридіану. Способъ этотъ называется способомъ соответствующихъ или равныхъ высотъ.

Существуетъ приблизительный способъ опредѣленія меридіана безъ специальныхъ инструментовъ при помощи наблюденія полярной звезды (α Малой Медвѣдицы, отстоящей отъ полюса на $1^{\circ}15'$). Избравъ по возможности открытое и ровное мѣсто, въ ясный и безоблачный вечеръ, а еще лучше при лунномъ свѣтѣ, воткнемъ въ землю наклонно вѣху, отъ трехъ до четырехъ метровъ вышиною, и привяжемъ къ ней тонкую веревочку, натертую мѣломъ, съ гирею, касающеюся земли. Замѣтивъ на землѣ точку прикосновенія гири, получимъ первую точку, чрезъ которую должна проходить линія меридіана. Затѣмъ, въ то время, когда, согласно особой табличкѣ¹⁾, полярная звезда должна проходить черезъ меридіанъ, установимъ, на разстояніи отъ одного до двухъ метровъ къ сѣверу, другую подобную вѣху съ веревкою и гирею такъ, чтобы обѣ веревки и полярная звезда находились въ одной вертикальной плоскости. Точка прикосновенія второй гири съ землею дастъ другую точку; соединивъ ее прямою съ первой, получимъ линію меридіана.

¹⁾ Табличку эту можно найти въ «Русскомъ астрономическомъ вѣстникѣ», издаваемомъ кружкомъ любителей астрономіи и физики въ Нижнемъ-Новгородѣ.

Для опредѣленія высоты полюса измѣряютъ зенитныя расстоянія ZS и ZS' (фиг. 16) какой-нибудь незаходящей звѣзды во время прохожденія ея черезъ меридіанъ; очевидно:



Фиг. 16.

$$ZS = Z = 90^\circ - \varphi - P$$

$$ZS' = Z' = 90^\circ - \varphi + P$$

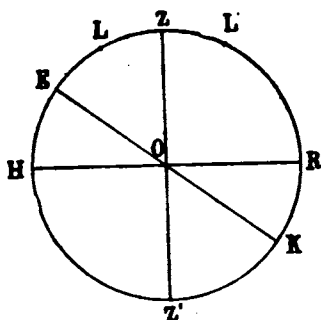
$$\text{откуда } \varphi = 90^\circ - \frac{Z + Z'}{2}$$

Но высоту полюса можно опредѣлить при посредствѣ одного только наблюденія. Пусть (фиг. 17) HR —горизонтъ, EK —эваторъ, L —звѣзда въ моментъ кульминаціи. Очевидно:

$$EZ = EL + LZ$$

$$\text{или } \varphi = \delta + Z$$

Для приблизительнаго опредѣленія поправки часовъ и широты,

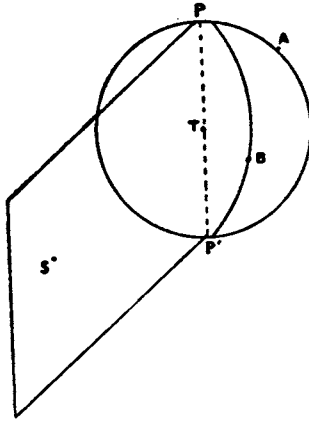


Фиг. 17.

проф. Глазенапъ устроилъ два инструмента, пользованіе которыми не представляетъ никакихъ затрудненій: солнечный треугольникъ и солнечное кольцо. Описание ихъ устройства и употребленія напечатано въ «Русскомъ астрономическомъ календарѣ», а также въ формѣ особыхъ брошюръ.

Опредѣленіе долготы мѣста основывается на слѣдующемъ принципѣ: разность долготъ двухъ точекъ земной поверхности равна разности часовыхъ угловъ одной и той же звѣзды, наблюдаемой въ одинъ и тотъ же моментъ въ этихъ двухъ точкахъ земли. И дѣйствительно. Возьмемъ на земной поверхности (фиг. 18) двѣ точки A и B и ихъ меридіаны PAP' и PBP' . Пусть S есть звѣзда; черезъ ось міра и эту звѣзду проведемъ плоскость PSP' . Часовой уголъ звѣзды, взятый изъ точки A , будетъ двугранный уголъ $APP'S$; часовой уголъ той же звѣзды,

взятый из точки B , будеть двугранный уголъ $BPP'S$; разность этихъ двугранныхъ угловъ равна углу $APP'B$, т. е. разности долготъ точекъ A и B . При этомъ нужно считать долготу отъ



Фиг. 16.

0° до 360° къ востоку, т. е. въ сторону, противоположную той, въ которой ведутъ счетъ часовыхъ угловъ. Если вмѣсто звѣзды S возьмемъ точку весенняго равноденствія, то можно сказать, что разность долготъ двухъ мѣстъ равна разности звѣздныхъ времени этихъ мѣстъ въ одинъ и тотъ же моментъ. Отсюда видно, что для опредѣленія разности долготъ двухъ мѣстъ, нужно, въ каждомъ изъ данныхъ мѣстъ, имѣть хронометръ, показывающій звѣздное время. Затѣмъ, нужно про-

извести отсчеты этихъ хронометровъ въ одинъ и тотъ же *абсолютный* моментъ. Разность показаній хронометровъ дастъ разность долготъ, выраженную въ звѣздномъ времени. Все дѣло, слѣдовательно, въ томъ, чтобы сдѣлать отсчеты хронометровъ въ одинъ и тотъ же *абсолютный* моментъ. Съ этой цѣлью, соединяють точки A и B телеграфной проволокой, при помощи которой посылають сигналъ и наблюдаютъ, каждый по своимъ часамъ, моментъ посланки и полученія сигнала. Если, напримѣръ, изъ станціи A сигналъ посылають въ $10^{\text{ч}} 15^{\text{м}} 17^{\text{с}}$ мѣстнаго времени, а на станціи B сигналъ полученъ въ $11^{\text{ч}} 31^{\text{м}} 19^{\text{с}}$ мѣстнаго времени, то разность долготъ будетъ $1^{\text{ч}} 16^{\text{м}} 2^{\text{с}}$ или $19^\circ 0' 30''$, т. е. станція A западнѣе станціи B на $19^\circ 0' 30''$. Вмѣсто телеграфа для этой цѣли могутъ служить какіе-либо естественные или искусственные сигналы, напр, пороховыя вспышки, начало или конецъ затменій спутниковъ Юпитера, покрытіе звѣздъ луною. Наконецъ, опредѣляютъ разность долготъ при помощи перевозки хронометровъ. Хронометръ, показывающій звѣздное время станціи A , перевозятъ въ точку B и опредѣляютъ поправку его по мѣстному времени станціи B .

Всѣ астрономическія измѣренія должны быть исправлены

отъ рефракціи или преломленія свѣта въ земной атмосферѣ. Въдствие рефракціи, свѣтила кажутся выше своего надлежащаго мѣста и поправка зависитъ отъ высоты свѣтила надъ горизонтомъ. О рефракціи будетъ рѣчь въ метеорологической оптикѣ, а теперь приведемъ лишь таблицу поправокъ для разныхъ высотъ свѣтила надъ горизонтомъ, при давленіи 760° и температурѣ 10° С.

Высота свѣтила.	Рефракція.
0°	33' 47".9
1	24 22 .3
2	18 23 .1
3	14 28 .7
4	11 48 .8
5	9 54 .8
10	5 20 .0
20	2 38 .9
30	1 40 .7
40	1 9 .4
50	0 48 .9
60	0 33 .7
70	0 21 .2
80	0 10 .3
90	0 0 .0

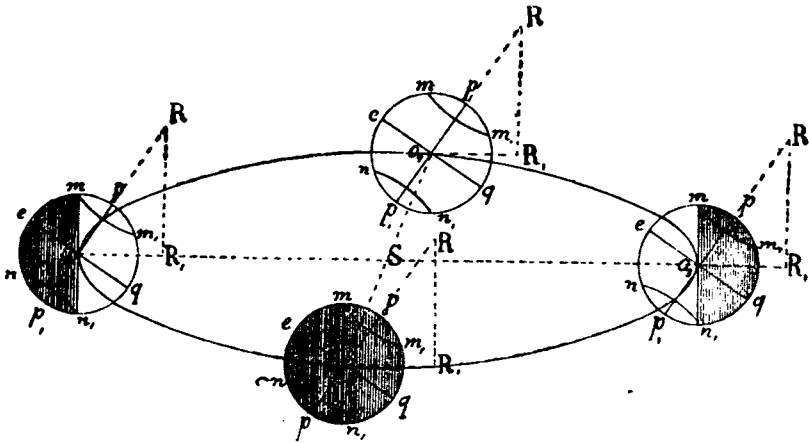
Если измѣренная высота свѣтила $h=40^\circ$, то дѣйствительная

$$h'=40-1'9".4=39^\circ 58' 50".6.$$

Земля имѣетъ также *юдовое* (фиг. 19) движеніе около солнца. При этомъ движеніи ось земли наклонена къ плоскости орбиты подъ угломъ $66^\circ 33'$ (точнѣе $66^\circ 32' 54".30$). Если бы ось земли была всегда перпендикулярна къ плоскости своей орбиты, то солнце всегда бы оставалось въ плоскости экватора. Но въдствие наклоненія оси къ орбитѣ, солнце бываетъ видимо то на экваторѣ (21 марта и 23 сентября), то къ сѣверу, то къ югу отъ экватора. Наибольшее возможное отступленіе солнца отъ экватора, очевидно, равно $\pm 23^\circ 27'$ (22 іюня и 22 декабря). О скорости, съ которой измѣняется склоненіе, можно судить по слѣдующимъ числамъ:

20 марта	склонение	измѣняется	на	29'	въ	сутки
20 августа	»	»	»	20'	»	»
20 мая	»	»	»	12'	»	»
5 июня	»	»	»	6'	»	»
15 июля	»	»	»	2'	»	»

Чтобы упростить изученіе обстоятельствъ годового движенія, можно допустить, что солнце, въ теченіе года, совершаетъ, въ *прямомъ* смыслѣ, свое видимое движеніе по большому кругу *SS* (эклиптикѣ), наклоненному къ экватору подъ угломъ $23^{\circ} 27'$. Мы уже рассмотрѣли раньше суточное движеніе точекъ свода, находящихся въ различныхъ разстояніяхъ отъ экватора. На



Фиг. 19.

этомъ основаніи, обстоятельства годового движенія солнца въ различныхъ широтахъ представляются въ слѣдующемъ видѣ.

На экваторѣ день всегда равенъ ночи. Въ дни равноденствій солнце проходитъ черезъ зенитъ. Въ теченіе лѣтней половины года верхняя кульминація происходитъ съ сѣверной стороны зенита; въ зимнюю половину года — къ югу отъ зенита.

Въ тропическомъ поясѣ сѣвернаго полушарія (между 0° и $23^{\circ} 27'$ с. ш.), суточный путь солнца наклоненъ къ горизонту. Въ день весенняго равноденствія день равенъ ночи. Когда сѣверное склоненіе солнца возрастаетъ, — дневной путь солнца и

полуденная его высота увеличиваются, а ночная дуга уменьшается. Полуденная высота H опредѣляется по формулѣ:

$$H=90-\varphi+\delta=90-(\delta-\varphi).$$

Если солнце удалится отъ экватора на столько, что $\delta=\varphi$, то $H=90^\circ$, т. е. солнце проходитъ черезъ зенитъ. Если $\delta>\varphi$, то $H>90$, т. е. солнце кульминируетъ съ сѣверной стороны зенита. Въ точкахъ, лежащихъ на тропикѣ, для которыхъ $\varphi=\delta$, прохожденіе солнца черезъ зенитъ имѣетъ мѣсто въ день лѣтняго солнцестоянія. Затѣмъ явленіе происходитъ въ обратномъ порядкѣ, т. е. склоненіе солнца, постепенно уменьшаясь, достигаетъ нуля. Въ этотъ моментъ день равенъ ночи. Послѣ этого, склоненіе дѣлается южнымъ, день становится меньше ночи, полуденная высота солнца уменьшается; наиболѣе короткій день и наименьшая меридіональная высота солнца наступаютъ въ день зимняго солнцестоянія. Далѣе, явленіе повторяется въ обратномъ порядкѣ до дня весенняго равноденствія.

Въ умѣренномъ поясѣ сѣвернаго полушарія въ день весенняго равноденствія день равенъ ночи. Полуденная высота солнца равна $90^\circ-\varphi$. Затѣмъ день увеличивается въ ущербъ ночи и полуденная высота солнца возрастаетъ. Наибольшая длина дня и наибольшая полуденная высота солнца бывають въ день лѣтняго солнцестоянія. Въ Одессѣ эта высота

$$H=90^\circ-46^\circ 28'+23^\circ 27'=66^\circ 59'.$$

Послѣ лѣтняго солнцестоянія, длина дня и полуденная высота солнца убываютъ до дня осенняго равноденствія, когда день опять равенъ ночи. Послѣ осенняго равноденствія ночь становится больше дня, и это возрастаніе продолжается до дня зимняго солнцестоянія. Въ этотъ день ночь достигаетъ наибольшей длины; меридіональная-же высота солнца въ Одессѣ

$$H=90^\circ-46^\circ 28'-23^\circ 27'=20^\circ 5'.$$

Съ этого дня начинается убываніе ночи и увеличеніе полуденной высоты солнца до дня весенняго равноденствія.

На сѣверномъ полярномъ кругѣ, въ день весенняго равноденствія, день равенъ ночи. Затѣмъ длина дня и полуденная высота солнца увеличиваются и, наконецъ, въ день лѣтняго солнце-

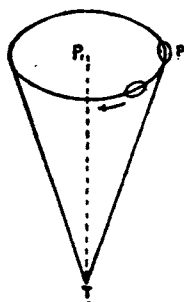
стоянія, когда склоненіе солнца $\delta=23^{\circ}27'$, солнце обращается въ незаходящее свѣтило и весь свой путь, наклоненный къ горизонту подъ угломъ $23^{\circ}27'$, описываетъ *надъ* горизонтомъ. Затѣмъ начинается обратный ходъ и въ день зимняго солнцестоянія, когда склоненіе равно— $23^{\circ}27'$, солнце обращается въ свѣтило невосходящее и въ теченіе сутокъ описываетъ весь свой путь *подъ* горизонтомъ.

Въ какой-нибудь точкѣ, лежащей между полярнымъ кругомъ и полюсомъ, солнце можетъ быть свѣтиломъ незаходящимъ или невосходящимъ нѣсколько дней и даже мѣсяцевъ. Напр., подъ широтой $\varphi=80^{\circ}$, высота полюса надъ горизонтомъ равна 80° , а поэтому всѣ тѣ точки неба, которыя отстоятъ отъ полюса не болѣе 80° , коихъ склоненіе болѣе 10° , будутъ незаходящими. Слѣдовательно, солнце, подъ широтой 80° , будетъ не заходить съ того момента, когда склоненіе достигаетъ 10° и сплошь до того момента, когда оно, пройдя черезъ точку лѣтняго солнцестоянія, опять приблизится къ экватору на 10° . Очевидно, что чѣмъ сѣвернѣе лежитъ мѣсто, тѣмъ продолжительность непрерывнаго пребыванія солнца надъ горизонтомъ дѣлается больше. Точно также можно показать, что если солнце, двигаясь къ точкѣ зимняго солнцестоянія, достигаетъ склоненія -10° , то оно обращается въ свѣтило невосходящее, т. е. ночь будетъ непрерывно продолжаться все то время, пока абсолютная величина склоненія не сдѣлается меньше 10° (для широты $\varphi=80^{\circ}$).

Наконецъ, на сѣверномъ полюсѣ, солнце будетъ оставаться *надъ* горизонтомъ (день) отъ точки весенняго до точки осенняго равноденствія. Оно не будетъ восходить (ночь) въ остальное время года. Оставаясь надъ горизонтомъ, оно будетъ описывать кривую, напоминающую винтовую линію. При всѣхъ этихъ выводахъ, мы не принимаемъ во вниманіе явленій рефракціи и свѣторазсѣянія, видоизмѣняющихъ нѣсколько общій ходъ.

До сихъ поръ мы предполагали, что ось земли наклонена къ плоскости орбиты подъ угломъ $66^{\circ}33'$ и сохраняетъ въ пространствѣ свое положеніе. Въдствіе этого, точки пересѣченія эклиптики и экватора (точки весенняго и осенняго равноденствій) сохраняютъ всегда свое неизмѣнное положеніе. Но въ дѣйствительности явленіе совершается въ болѣе сложной формѣ. Ось земли не сохраняетъ своего неизмѣннаго положенія въ пространствѣ. Она описываетъ (фиг. 20) около перпендикуляра къ пло-

скости орбиты коническую поверхность, полуотверстие котораго равно наклоненію эклиптики къ экватору. Движеніе это совершается въ *прямомъ* смыслѣ въ теченіе приблизительно 26000 лѣтъ. Кромѣ того, ось земли совершаетъ періодическія колеба-



Фиг. 20.

нія, описывая конусъ около своего средняго положенія; амплитуда этого колебанія равна $18''.4$ по направленію движенія и $13''.7$ по направленію перпендикулярному; періодъ— $18\frac{1}{2}$ года. Первое движеніе называется *прецессіей* или *предвареніемъ равноденствій*, второе—*нутаціей*. Вслѣдствіе прецессіи точка весенняго равноденствія не остается неизмѣнной; она перемѣщается, идя на встрѣчу видимому движенію солнца по эклиптикѣ, на $50''.2$ въ годъ; другими словами, точка весенняго равноденствія отстываетъ на $50''.2$ ежегодно.

Счисленіе времени. Раньше мы видѣли, что звѣздное время есть часовой уголъ точки весны. Точка весны перемѣщается въ годъ на $50''.2$, поэтому, звѣздныя сутки не вполнѣ строго равны промежутку времени между двумя послѣдовательными прохожденіями неподвижной звѣзды черезъ меридіанъ. Но измѣрять время звѣздными сутками и часами неудобно, такъ какъ всѣ наши работы связаны съ движеніемъ солнца. Истинное солнечное время есть часовой уголъ солнца. Истинныя солнечныя сутки есть промежутокъ времени между двумя послѣдовательными верхними кульминаціями солнца. Если въ данный моментъ назовемъ звѣздное время черезъ t_* , истинное время черезъ t_s , а прямое восхожденіе солнца черезъ α , то

$$t_s = t_* + \alpha$$

Если солнце и какая-нибудь звѣзда кульминировали сегодня вмѣстѣ, то на слѣдующій день звѣзда прійдетъ на меридіанъ раньше, чѣмъ солнце, т. е. истинныя солнечныя сутки больше звѣздныхъ. Кромѣ того, различныя солнечныя сутки неравны между собой, потому что: 1) движеніе солнца по эклиптикѣ неравномѣрно и 2) плоскость эклиптики наклонена къ плоскости экватора. Вслѣдствіе этого, истинныя солнечныя сутки не могутъ быть приняты за единицу времени. Представимъ себѣ фиктивное солнце, которое, двигаясь равномерно по эклиптикѣ, проходитъ перигей въ одно время съ дѣйствительнымъ солнцемъ. Введе-

ніемъ этого фиктивного солнца мы устранимъ первую причину неравенства солнечныхъ сутокъ. Допустимъ далѣе, другое фиктивное солнце, *среднее солнце*, которое движется равномерно по экватору съ такой же скоростью, съ какой первое фиктивное солнце движется по эллиптикѣ и проходитъ одновременно съ нимъ черезъ точку весенняго равноденствія. Часовой уголъ этого *средняго* солнца есть *среднее* солнечное время; промежутокъ времени между двумя послѣдовательными прохожденіями этого солнца черезъ меридіанъ называютъ *средніа* солнечныя сутки, а моментъ верхней кульминаціи этого солнца—*средній* полдень. Если черезъ t_m обозначимъ среднее время, то

$$t_s = t_m + \alpha',$$

а раньше мы имѣли $t_s = t_a + \alpha$, откуда $t_m - t_a = \alpha - \alpha'$ или

$$t_m = t_a + (\alpha - \alpha').$$

Разность между временемъ среднимъ и истиннымъ называется *уравненіемъ* времени. Разность эту нужно приложить алгебраически къ истинному времени, чтобы получить среднее. Уравненіе времени періодически измѣняется въ теченіе года

1 января	4*
11 февраля	14* 26°
16 апрѣля	0* 0°
14 мая	3* 52°
14 іюня	0* 0°
26 іюля	6* 18°
1 сентября	0* 0°
3 ноября	16* 20°
24 декабря	0

Тропическимъ годомъ называется промежутокъ времени между двумя послѣдовательными прохожденіями солнца черезъ точку весенняго равноденствія. Тропическій годъ заключаетъ въ себѣ 366, 242217 звѣздныхъ дней. Нетрудно найти соотношеніе между звѣздными и средними сутками. Угловая скорость движенія солнца по эллиптикѣ неодинакова въ теченіи года; она наибольшая вблизи перигея—31 декабря (1° 1' 18") и наименьшая

въ апогеѣ ($57^{\circ} 12' 3''$) Средняя скорость V получится, если мы 360° раздѣлимъ на время оборота солнца, т. е.

$$V = \frac{360^{\circ}}{366.242217} = 58' 58'' .642$$

Слѣдовательно, въ теченіе звѣздныхъ сутокъ j_* , среднее солнце пробѣгаетъ $360^{\circ} - 58' 58'' .642$. Очевидно, что среднія солнечныя сутки j_m опредѣляются изъ пропорціи:

$$\frac{j_m}{j_*} = \frac{360^{\circ}}{360^{\circ} - 58' 58'' .642}$$

$$\frac{j_m}{j_*} = 1.0027379$$

откуда:

$$j_* = j_m - 3^m 56^s, 453 \text{ средн. врем.}$$

$$j_m = j_* + 3^m 56^s, 555 \text{ звѣзд. врем.}$$

На основаніи этихъ соотношеній можно найти, что длина тропическаго года равна 365.242217 среднихъ солнечныхъ сутокъ $= 365^m 5^s 47^c .51$.

Звѣздный годъ (a_*) есть время, нужное для того, чтобы солнце описало полный кругъ, т. е. чтобы оно возвратилось въ ту же точку неба. Чтобы вычислить длину звѣзднаго года, нужно только къ длинѣ тропическаго года прибавить время, нужное для прохожденія $50'' .2$ (величину прецессіи). На этомъ основаніи:

$$a_* = 365.256374 \text{ средн. солн. сутокъ.}$$

Гражданскій годъ есть соединеніе извѣстнаго числа дней. Въ практическомъ отношеніи весьма важно, чтобы годъ состоялъ изъ цѣлаго числа дней и, во-вторыхъ, необходимо, чтобы опредѣленные числа и начало года падали на одинъ и тѣ же времена года. Между тѣмъ, тропическій годъ не состоитъ изъ цѣлаго числа дней. Эти требованія достигаются помощью извѣстной комбинаціи, которая составляетъ сущность *календарей*.

У древнихъ египтянъ годъ считали въ 365 дней, т. е. почти на 6 часовъ меньше. Вслѣдствіе этого, къ концу 120 лѣтъ, начало года перемѣщалось, по сравненію съ первоначальнымъ, приблизительно на 30 дней. Если первоначально начало года было, положимъ, въ срединѣ зимы, то черезъ 800 лѣтъ оно ока-

зывается въ серединѣ лѣта. Это неудобство исправлено Юліемъ Цезаремъ въ 45 году до Р. Х. По юліанскому календарю годъ принятъ въ 365 дней 6 часовъ, три года принимаютъ въ 365 дней, а четвертый въ 366 (високосный). Високоснымъ годомъ считается годъ, послѣднія 2 цифры котораго дѣлятся на 4. Этотъ календарь называется *юліанскимъ* или *старымъ стилемъ*. Юліанскій календарь принималъ длину года больше дѣйствительной на величину $365.25 - 365.242217 = 0.007783$. Въ 400 лѣтъ эта разница достигаетъ 3.1132 дней; къ концу 16-го столѣтія она равнялась уже 10 днямъ, такъ что время весенняго равноденствія перемѣстилось на 11 марта. Папа Григорій XIII, чтобы вернуть день равноденствія къ прежней датѣ, распорядился, день, слѣдующій за 4 октября 1582 года, считать не 5, а 15 октября. Такъ какъ въ 400 лѣтъ накопляется 3.1132 дня, то на будущее время отбрасывать каждые 400 лѣтъ по 3 дня; а для этого считать високосными только тѣ годы столѣтій, которые дѣлятся на 4; такимъ образомъ, годы 1700, 1800 и 1900, — високосные по юліанскому календарю, — будутъ простые по новому календарю, грегорианскому. Но въ 400 лѣтъ, по грегорианскому календарю отбрасывается трое сутокъ; между тѣмъ, въ эти 400 лѣтъ накопляется 3.1132 дня; слѣдовательно, въ 400 лѣтъ ошибка грегорианскаго календаря равна 0.1132 дня. По прошествіи 4000 лѣтъ эта ошибка достигнетъ 1.132 дня. Можно компенсировать и эту ошибку, считая годы 4000, 8000 и т. д. простыми.

Большей точностью отличается персидскій календарь. Въ теченіе 33 лѣтняго періода существуютъ годы високосные и простые. Високосными годами считаются: 4-й, 8, 12, 16, 20, 24, 28 и 33. Истинная продолжительность этого 33 лѣтняго періода равна 12052.993161, а по персидскому календарю — 12053.0 д.; разность 0.006839 дн. въ 33 года, что составляетъ 0.207 дня въ 1000 лѣтъ или 1 день въ 4830 лѣтъ.

Луна. Луна описываетъ около земли эллипсъ, въ одномъ изъ фокусовъ котораго находится земля. Орбита луны встрѣчаетъ плоскость эклиптики въ двухъ точкахъ, которыя называются *узлами*, а линія, ихъ соединяющая, есть *линія узловъ*. Движеніе луны совершается по прямому направленію. Тотъ узелъ, который проходитъ луна, переходя отъ южнаго полушарія въ сѣверное, называется *восходящимъ* узломъ, другой же узелъ называется

мисходящимъ. Линія узловъ имѣетъ обратное движеніе и пробѣгаетъ эклиптику въ 6793 дня или $18\frac{2}{3}$ года. Уголъ, составленный плоскостью лунной орбиты съ плоскостью эклиптики называется наклономъ лунной орбиты. Это наклоненіе колеблется между $5^{\circ} 0' 1''$ и $5^{\circ} 17' 35''$, (среднее $5^{\circ} 8' 47''.9$). Ось лунной орбиты описываетъ около оси эклиптики конусъ, полуотверстіе котораго равно $5^{\circ} 8' 47''.9$. Эксцентриситетъ луннаго пути равенъ 0.05490807 или приблизительно $\frac{1}{18}$. Перигей имѣетъ также прямое движеніе, періодъ котораго 3232.57 дней или около 9 лѣтъ. Вслѣдствіе движенія линіи узловъ, наклонъ лунной орбиты къ экватору колеблется между

$$23^{\circ} 27' + 5^{\circ} 9' = 28^{\circ} 36'$$

$$23^{\circ} 27' - 5^{\circ} 9' = 18^{\circ} 18'$$

Средній параллаксъ $57' 2''.2$. Среднее разстояніе 60.2745 экваторіальныхъ радіусовъ земли или 384448 километр. (максимумъ—64, минимумъ—58 земныхъ радіус.). Видимый діаметръ луны $31' 8''.18$ (максимумъ— $33' 34''$, минимумъ— $29' 26''$). Радіусъ луны—1741.03 километра. Объемъ равенъ $\frac{1}{50}$ (0.0204067) объема земли. Масса луны— $\frac{1}{80}$ (0.0125522) массы земли; плотность—3.38 (по отношенію къ водѣ); напряженіе тяжести на поверхности луны—0.1685.

Луна вращается около оси съ запада на востокъ, и продолжительность оборота равна продолжительности сидерическаго вращенія. Ось вращенія луны составляетъ $88^{\circ} 28' 38''$ съ плоскостью эклиптики; что даетъ $1\frac{1}{2}^{\circ}$ для наклоненія плоскости луннаго экватора къ плоскости эклиптики. *Синодическимъ* оборотомъ луны называется промежутокъ времени между двумя послѣдовательными одноименными фазами луны. Продолжительность— $29^{\text{дн.}} 12^{\text{ч.}} 44^{\text{м.}} 2^{\text{с.}} 9$. *Сидерическимъ* оборотомъ называется время между двумя послѣдовательными соединеніями луны съ одной и той же звѣздой. Длина его $27^{\text{дн.}} 7^{\text{ч.}} 43^{\text{м.}} 11^{\text{с.}} 5$. Для 360° на это послѣднее число, получимъ среднюю дневную угловую скорость движенія луны; она равна $13^{\circ} 10' 35''.08$. Отсюда средняя длина лунныхъ сутокъ равна $24^{\text{ч.}} 58^{\text{м.}} 28^{\text{с.}}$

На небесномъ сводѣ солнце и луна могутъ занимать различныя положенія относительно земли; этими положеніями обусловлены *фазы* луны, затменія солнца и луны, а также измѣненія въ ходѣ приливовъ и отливовъ. Если солнце и луна имѣютъ одну и ту же долготу, то оба свѣтила одновременно проходятъ черезъ меридіанъ; неосвѣщенная солнцемъ сторона луны обращена къ землѣ, а потому луна невидна (новолуніе). Затѣмъ, разность долготъ увеличивается; верхняя кульминація луны по отношенію къ солнцу запаздываетъ; наконецъ, спустя $7\frac{1}{2}$ дней послѣ новолунія, разность долготъ луны достигаетъ 90° ; луна кульминируетъ въ 6 часовъ и представляется намъ въ формѣ освѣщеннаго полукруга (первая четверть). Разность долготъ продолжаетъ увеличиваться; верхняя кульминація наступаетъ все позже и позже; наконецъ, $14\frac{1}{4}$ дня спустя послѣ новолунія разность долготъ достигаетъ 180° . Теперь луна и солнце находятся съ противоположныхъ сторонъ по отношенію къ землѣ и вся освѣщенная часть луны обращена къ землѣ; луна представляется намъ въ видѣ освѣщеннаго круга и кульминація имѣетъ мѣсто въ полночь (полнолуніе). Спустя 22 дня отъ начала новолунія, разность долготъ дѣлается равной 270° и луна кульминируетъ въ 6 часовъ утра (последняя четверть). Спустя $29\frac{1}{2}$ дней наступаетъ опять новолуніе. Если разность долготъ солнца и луны равна 0° , т. е. оба свѣтила находятся по одну и ту же сторону земли, то говорятъ, что онѣ находятся въ *соединеніи*. Если разность долготъ равна 180° , т. е. солнце и луна находятся съ противоположныхъ сторонъ по отношенію къ землѣ, то говорятъ, что онѣ находятся въ *противостояніи*. Оба эти положенія называютъ вообще *сизигіями*. Если же разность долготъ солнца и луны равна 90° , то свѣтила находятся въ *квадратурахъ*.

Измѣненіе относительныхъ положеній солнца и луны на небесномъ сводѣ можетъ вызвать и другое явленіе: затменіе солнца и луны. Земля и луна, какъ тѣла непрозрачныя, бросаютъ отъ себя конусъ тѣни въ пространство. Если земля, при своемъ движеніи около солнца, вступаетъ въ конусъ тѣни, брошенный луною, то наступаетъ затменіе солнца (частичное, кольцевидное или полное). Если луна входитъ въ конусъ земной тѣни, то часть луны остается неосвѣщенной и наступаетъ *лунное затменіе*. Очевидно, что солнечное затменіе можетъ наступить

только тогда, когда солнце и луна находятся въ соединеніи или вблизи него. Лунное затменіе можетъ быть наблюдаемо тогда, когда солнце и луна находятся въ противостояніи или вблизи него. Если бы солнце и луна всегда находились въ плоскости эклиптики, то ось конуса тѣни также всегда бы лежала въ этой же плоскости, и мы бы должны были наблюдать затменіе во время всякаго соединенія и противостоянія. Но въ дѣйствительности лунная орбита наклонена къ плоскости эклиптики и пересѣкаетъ эту послѣднюю въ двухъ точкахъ (узлахъ). Слѣдовательно, затменіе возможно только тогда, когда во время соединенія или противостоянія луна находится въ одномъ изъ узловъ или вблизи одного изъ нихъ. Вообще найдено, что лунное затменіе невозможно, если широта луны въ моментъ соединенія больше $1^{\circ} 2' 50''$, солнечное затменіе невозможно, если въ моментъ противостоянія широта луны болѣе $1^{\circ} 34'$. Но линія узловъ перемѣщаются въ пространствѣ въ обратномъ направленіи. Слѣдовательно, возможно, что, спустя извѣстный періодъ времени, солнце, луна и линія узловъ прійдутъ въ первоначальное относительное положеніе. Тогда затменія будутъ повторяться въ прежнемъ порядкѣ. Періодъ времени, необходимый для того, чтобы разность долготъ солнца и узла измѣнилась на 360° , называется *синодическимъ* обращеніемъ узловъ. Время этого обращенія равно 346.62 дн. Но 19 синодическихъ обращеній узловъ заключаютъ 6585.78 дней, а 223 синодическихъ оборота луны равны 6585.32 дня; слѣдовательно, по истеченіи 18 лѣтъ и 11 дней солнце, луна и линія узловъ принимаютъ прежнее относительное положеніе, и затменія повторяются въ прежнемъ порядкѣ.

Въ заключеніе замѣтимъ, что вся наша солнечная система, въ ея цѣломъ, имѣетъ поступательное движеніе въ пространствѣ. Пытались (Herschel, Struve, Boss) опредѣлить ту точку свода, по направленію въ которой несется наша солнечная система. Но задача эта пока еще не рѣшена съ достаточной степенью точности.

Фигура земли во второмъ приближеніи. Точныя, такъ называемыя *градусныя*, измѣренія показали, что длина градусовъ меридіана постепенно увеличивается отъ экватора къ полюсамъ, какъ это видно изъ слѣдующаго:

Подъ широтою 0°	. .	110.56	кил.
»	»	20	»

Подъ широтою 40° . . .	111.03	кил.
» » 60 . . .	111.41	»
» » 80 . . .	111.65	»
» » 90 . . .	111.68	»

Слѣдовательно, истинная фигура земли уклоняется отъ формы шара. Во второмъ приближеніи принимаютъ, что земля имѣетъ форму эллипсоида вращенія. Большая (*a*) и малая (*b*) полуоси этого эллипсоида имѣютъ слѣдующіе размѣры въ метрахъ :

Bessel	Clarke	Faye	Ждановъ
$a=6377397$	6378253	6378393	6377717
$b=6356079$	6356521	6356549	6356433
$a-b= 21318$	21732	21844	21284

Сжатіемъ (*e*) называютъ дробь

$$e = \frac{a-b}{a}.$$

На этомъ основаніи :

Bessel	Clarke	Faye	Ждановъ
$e = \frac{1}{299.2}$	$\frac{1}{293.5}$	$\frac{1}{292.0}$	$\frac{1}{299.7}$

Если въ основу вычисленій положить числа Faye'a, то :

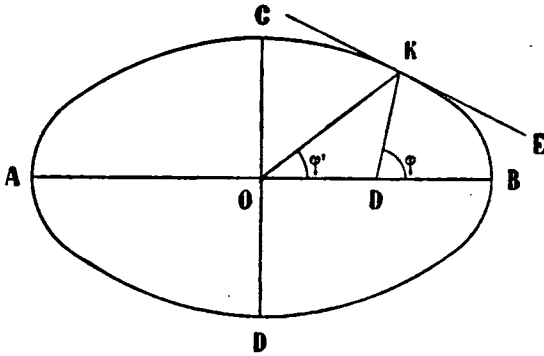
Четверть меридіана равна	10002008 метр. ¹⁾ .
Средняя длина градуса меридіана	111133.4 » ²⁾ .
Окружность экватора	40076625 »
Поверхность въ квадр. километрахъ	510082000 »
Объемъ въ кубич. километрахъ	1083260 »
Радіусъ сферы, поверхность которой равна поверхности земли	6371109 »
Радіусъ сферы, объемъ которой равенъ объему земли	6371103 »

¹⁾ По Clark'у 10001877 метр.

²⁾ По Clark'у 111.1320 метр.

Изъ этой таблицы видно, что длина той линейки, которая называется *метромъ* и которая хранится въ національномъ архивѣ Франціи, не составляетъ точно $\frac{1}{10000000}$ части четверти земного меридіана. Десятимилліонная часть четверти земного меридіана длиннѣе метра на 0.0002 метра.

Но если земля имѣетъ форму эллипсоида, то очевидно, что отвѣсная линія, т. е. линія, нормальная къ поверхности земли въ



Фиг. 21.

какой-нибудь ея точкѣ, не пройдетъ (Фиг. 21) черезъ центръ O ; она пересѣчетъ большую ось AB въ точкѣ D . Уголъ KDB называется географической широтой въ отличіе отъ угла KOB , составляющаго широту геоцентрическую. Если географическую широту обозначимъ черезъ φ , а геоцентрическую черезъ φ_1 , то между ними существуетъ слѣдующее соотношеніе:

$$\operatorname{tang} \varphi_1 = \frac{b^2}{a^2} \operatorname{tang} \varphi,$$

гдѣ a и b — полуоси земного эллипсоида.

Существуетъ и другой способъ опредѣленія сжатія земли. Способъ этотъ вытекаетъ изъ формулы Клеро, которая имѣетъ слѣдующій видъ:

$$\alpha + \frac{g - g_0}{g_0} = \frac{5}{2} \frac{f_0}{g_0},$$

гдѣ α — сжатіе земли,

g — ускореніе силы тяжести на полюсѣ,

g_0 — » » » » экваторѣ,

f_0 — центробѣжная сила на экваторѣ.

Чтобы опредѣлить g и g_0 достаточно опредѣлить, изъ наблюденій надъ качаніями маятника, ускореніе силы тяжести въ нѣсколькихъ пунктахъ, лежащихъ подъ различными широтами.

Пусть g_1 —ускореніе тяжести на широтѣ φ_1 ,
 > g_2 — > > > φ_2 ,
 > g_3 — > > > φ_3 ,
 и т. д.

Между ускореніемъ тяжести g_φ и соотвѣтствующею широтою φ существуетъ слѣдующая зависимость:

$$g_\varphi = g_0 + (g - g_0) \sin^2 \varphi^1).$$

Это уравненіе справедливо для каждаго изъ нашихъ наблюденій. Вставимъ, повтому, въ это уравненіе наблюденныя числа, получимъ столько уравненій, сколько сдѣлано наблюденій; изъ уравненій этихъ, по способу наименьшихъ квадратовъ, опредѣлимъ g_0 и g . Что касается f_0 , то изъ физики извѣстно:

$$f_0 = \frac{4\pi^2 R}{T^2}, \text{ гдѣ}$$

R —радіусъ земли,

T —время полного обращенія земли около оси

По формулѣ Клеро найдено сжатіе:

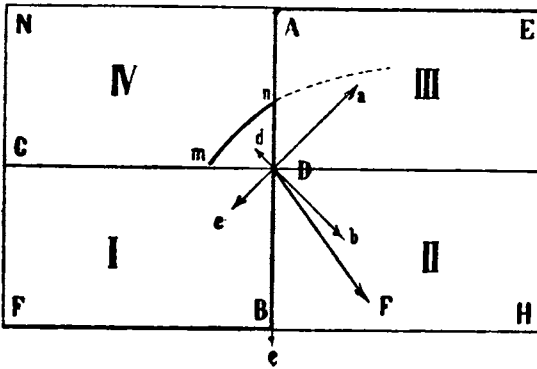
Форстеръ . . .	$\frac{1}{290}$
Бореніусъ . . .	$\frac{1}{286}$
Фишеръ . . .	$\frac{1}{284}$
Эри	$\frac{1}{283}$

Числа эти значительно уклоняются отъ чиселъ, найденныхъ путемъ градусныхъ измѣреній. Замѣчательно, что вообще

¹⁾ Выводъ этой формулы, см. Günther, Handbuch der Geophysik, Bd. I, s. 182.

самое меньшее изъ нихъ недостигаетъ числа, найденнаго Кларкомъ ($\frac{1}{294}$). Очевидно, что отклоненія эти не могутъ быть объяснены погрѣшностями наблюденій. Приходится искать причину разногласія въ другомъ мѣстѣ.

Геоидъ. Поверхность океана, въ состояніи равновѣсія, въ каждой точкѣ должна быть нормальна къ направленію равнодѣйствующей всѣхъ силъ, дѣйствующихъ въ этой точкѣ. Но направленіе этой равнодѣйствующей можетъ видоизмѣняться въ каждой данной точкѣ въ зависимости отъ распрежденія матеріальныхъ массъ, входящихъ въ составъ земли. Представимъ себѣ, напримѣръ, что мы приближаемся къ высокому и крутому берегу. Пусть AB (фиг. 22) представляетъ край материка, который



Фиг. 22.

мы примемъ для простоты отвѣсными, CD — горизонтальная поверхность воды, FB — дно океана. Разсмотримъ силы, дѣйствующія на точку D . Вообразимъ себѣ линіи AE , CD и FB продолженными и пусть прямыя EN и NF

ограничиваютъ собою тѣ части суши, океана и воздуха, которыя способны еще оказывать какое-либо дѣйствіе на точку D . На точку D дѣйствуютъ: 1) притяженіе всѣхъ слоевъ земли, лежащихъ ниже дна; равнодѣйствующая этихъ притяженій направлена, очевидно, вертикально внизъ по линіи DB ; 2) притяженіе массъ воды (c) и суши (b); равнодѣйствующая ихъ будетъ направлена очевидно въ сторону суши; 3) притяженіе массъ суши (a) и воздуха (d); равнодѣйствующая направлена тоже въ сторону суши. Очевидно, что общая равнодѣйствующая всѣхъ трехъ силъ будетъ направлена вообще къ части II. Въ виду этого, отвѣсъ, помѣщенный въ точкѣ D , приметъ нѣкоторое направленіе DF . Съ удаленіемъ отъ берега, онъ будетъ постепенно при-

ближаться къ вертикальному направленію. Но извѣстно, что жидкость подѣ влияніемъ извѣстныхъ силъ тогда только приходитъ въ равновѣсіе, когда поверхность ея въ каждой точкѣ нормальна къ равнодѣйствующей всѣхъ силъ, дѣйствующихъ на эти точки. Вслѣдствіе этого, уровень океана у берега материка долженъ подняться и принять положеніе *mn*. Если бы мы продолжили эту линію мысленно внутрь материка такъ, чтобы она оставалась постоянно нормальной къ равнодѣйствующей всѣхъ силъ, то мы бы увидѣли, что эта кривая сначала продолжала бы приподыматься, а затѣмъ перешла бы въ горизонтальную. Величина этого поднятія зависитъ, очевидно, отъ величины и направленія тѣхъ силъ, отъ сложенія которыхъ получилась равнодѣйствующая DF , т. е. отъ высоты и плотности материка и глубины прибрежной части моря. Кромѣ того, на направленіе равнодѣйствующей должна вліять не только плотность материка, но также и распредѣленіе массъ внутри земли, по крайней мѣрѣ въ частяхъ ближайшихъ къ точкѣ D . Изъ сказаннаго видно, что истинная поверхность земли, т. е. поверхность спокойнаго океана и ея продолженіе по материковымъ каналамъ, должна уклоняться отъ формы эллипсоида вращенія. Поверхность эта въ высшей степени сложная: она ниже посреди океановъ и поднимается вблизи береговъ. Высота поднятія различна въ зависимости отъ рельефа и матеріальнаго строенія земной коры. Эта сложная форма называется *геоидомъ*. Ближайшая задача геодезіи заключается въ томъ, чтобы опредѣлять ходъ геоида.

Мы увидимъ далѣе, что въ напряженіи тяжести на земной поверхности существуютъ значительныя неуровни (аномаліи). Если бы земля была однородна или состояла изъ однородныхъ концентрическихъ слоевъ, то напряженіе тяжести увеличивалось бы по извѣстному закону отъ экватора къ полюсамъ; но вдоль параллели это напряженіе должно оставаться безъ измѣненія. Обратимся къ наблюденіямъ. Возьмемъ секундный маятникъ какой-нибудь обсерваторіи. Положимъ, что число качаній, совершаемыхъ этимъ маятникомъ подѣ широтой φ , равно N_φ ; число его качаній подѣ экваторомъ равно N_0 , мы знаемъ, что

$$\frac{1}{N_0} = \pi \sqrt{\frac{l}{g_0}}; \quad \frac{1}{N_\varphi} = \pi \sqrt{\frac{l}{g_0(1 + \alpha \sin^2 \varphi)}}$$

$$\frac{N_{\varphi}^2}{N_0^2} = 1 + a \sin^2 \varphi; \quad \text{откуда}$$

$$N_{\varphi}^2 = N_0^2 + a \sin^2 \varphi.$$

Въ этомъ уравненіи остается опредѣлить только постоянныя N_0 и a . Для этого произведемъ рядъ наблюденій въ различныхъ широтахъ.

Пусть въ широтѣ φ_1 число колебаній равно N_1 ,
 » » » φ_2 » » » N_2 ,
 » » » φ_3 » » » N_3 ,
 и т. д.

Подставляя каждую пару наблюденій въ нашу формулу, получимъ столько уравненій, сколько сдѣлано наблюденій. Рѣшая эти уравненія по способу наименьшихъ квадратовъ, найдемъ числовыя значенія для N_0 и a . Если N_0 и a найдены, то по формулѣ легко вычислить число колебаній, которое совершаетъ въ сутки нашъ маятникъ въ любой широтѣ. Теперь найдемъ число колебаній, вычисленное по формулѣ для различныхъ точекъ земли, и сравнимъ съ дѣйствительно наблюдаемымъ въ этихъ же пунктахъ. Окажется, что дѣйствительное число колебаній въ однихъ пунктахъ выше, въ другихъ—ниже вычисленнаго. Разность между дѣйствительнымъ числомъ колебаній и вычисленнымъ называютъ *пертурбацией* силы тяжести. Пертурбация эта, какъ оказывается, можетъ быть и *положительной* и *отрицательной*. Положительныя пертурбации соответствуютъ островамъ, лежащимъ посреди открытаго океана; отрицательныя—свойственны материковымъ станціямъ. Явленіе происходитъ такъ, какъ будто на океанахъ сила тяжести больше, а на континентахъ меньше. Наибольшее положительное отклоненіе (+11.0 качаній въ сутки) найдено на островѣ Бонинѣ, лежащемъ въ Тихомъ океанѣ къ востоку отъ Японскихъ острововъ, а наибольшее отрицательное (—17.7 качаній)—на островѣ Маравамъ у сѣверо-западныхъ береговъ южной Америки. Было предложено нѣсколько гипотезъ для объясненія этой крупной аномаліи. Французскій астрономъ Фауе объяснялъ положительную аномалію посреди океановъ тѣмъ, что подъ океанами земная кора должна быть плотнѣе вслѣдствіе того, что на днѣ океановъ господствуютъ низкія температуры до —1°. Но Lap-

parent справедливо замѣчаетъ, что на земной поверхности, въ высочайхъ шаротахъ, температура на поверхности гораздо ниже— 1° , а слѣдовательно, въ этомъ поясѣ должна существовать положительная пертурбація, что однако не подтверждается наблюденіями. Объясненіе, болѣе близкое къ истинѣ, дано Бореніусомъ. Дѣло въ томъ, что всѣ наблюденія надъ качаніями маятника мы приводимъ къ уровню моря, считая, что этотъ уровень, совпадаетъ съ береговымъ уровнемъ ближайшаго моря. Но уровень океана имѣетъ форму геоида, поверхность котораго понижена посреди океана и приподнята у береговъ, при чемъ, поднятіе геоида у береговъ различно въ зависимости отъ рельефа и плотности дна и берега. Приводя наблюденія къ поверхности геоида, мы приводимъ, такимъ образомъ, число качаній къ поверхности, различныя точки которой лежатъ въ разныхъ разстояніяхъ отъ центра земли. Посреди океана, поверхность геоида ниже, чѣмъ посреди материковъ; ясно, что число качаній, приведенное къ этой поверхности, должно дать положительную пертурбацію въ первомъ случаѣ и отрицательную во второмъ. На основаніи нѣкоторыхъ теоретическихъ формулъ, уровень Атлантическаго океана у о. Св. Елены на 1400 метровъ ниже уровня у сѣверо-западныхъ береговъ Южной Америки; Шпицбергенъ ниже Лондона на 335 метровъ, Бонинъ ниже Лондона на 1427 метровъ. Но эти числа, повидимому, преувеличены. По вычисленіямъ Helshert'a, поднятіе геоида у береговъ не превышаетъ 200—400 метровъ. Эти поднятія уровня не могутъ быть опредѣлены путемъ нивелировки. При нивелировкѣ мы пользуемся ватерпасомъ или уровнемъ съ воздушнымъ пузырькомъ. Но уровень опредѣляетъ собою направленіе, нормальное къ направленію равнодѣйствующей. Перемѣщаясь съ этимъ приборомъ въ рукахъ, мы постоянно остаемся на линіи, которая въ каждой точкѣ нормальна къ направленію равнодѣйствующей; короче говоря, мы идемъ по поверхности геоида. По той же приблизительно причинѣ невозможно констатировать поднятіе геоида у береговъ на основаніи измѣреній давленія воздуха. Подъ вліяніемъ притяженія континентовъ, поверхности одинаковаго давленія атмосферы тоже должны подниматься у береговъ и понижаться посреди океановъ.

Итакъ, пертурбація силы тяжести, а также погрѣшность въ опредѣленіи сжатія помощью формулы Клеро, дѣйствительно

можно частью объяснить уклоненіемъ геоида отъ формы эллипсоида. Но для того, чтобы пертурбаціи силы тяжести, материковыя и океаническія, вполне свести къ формѣ геоида, необходимо допустить, что геоидъ колеблется въ очень большихъ предѣлахъ по вертикальному направленію. Между тѣмъ, по мнѣнію Helmert'a, превышеніе геоида надъ эллипсоидомъ не должно превосходить 400 метровъ, а по Мессершмидту, оно не болѣе 300 футовъ. Съ другой стороны, по мѣрѣ того, какъ увеличивается число наблюденій надъ напряженіемъ тяжести, обнаруживается все болѣе и болѣе, что въ земной корѣ несомнѣнно массы и плотности распределены неравномѣрно, чѣмъ и обуславливаются общія и частныя аномаліи силы тяжести. Эти мѣстныя аномаліи дѣлаютъ еще болѣе сложнымъ видъ геоида. Геоидъ, съ одной стороны, слѣдуетъ за рельефомъ почвы, съ другой, онъ реагируетъ на всякія измѣненія плотности массъ въ земной корѣ. Избытку массъ, вблизи дневной поверхности, соответствуетъ поднятіе геоида и увеличеніе напряженія тяжести; дефектъ массъ, напротивъ, обнаруживается опусканіемъ геоида и уменьшеніемъ напряженія тяжести.

Такъ какъ форма геоида неправильна и притомъ, до настоящаго времени, далеко еще точно не опредѣлена, то неудобно относить наши измѣренія къ его поверхности. Нужно для этой цѣли имѣть болѣе правильную поверхность. Листингъ предлагаетъ въ основу математической фигуры земли принять поверхность нѣкоего эллипсоида вращенія. Поверхность этого эллипсоида лежитъ частью выше, частью ниже геоида и притомъ такъ, что сумма повышеній геоида надъ эллипсоидомъ равна суммѣ пониженій. Такой эллипсоидъ Листингъ называетъ *типичнымъ* эллипсоидомъ. Постоянныя этого эллипсоида, по Листингу, слѣдующія :

экваторіальный радіусъ	6377363	метровъ
полярный	> 6355298	>
разность	22067	
сжатіе	$\frac{1}{289}$	

Мы сказали, что поверхность геоида посреди океана ниже, чѣмъ вблизи берега. Не нужно думать, что уровень водной обо-

лочки посреди океановъ вогнуть. Онъ вездѣ выпуклый. Если бы геондъ имѣлъ гдѣ-либо вогнутую форму, то на землѣ могли бы существовать мѣста, въ которыхъ сѣверныя точки имѣли бы широту меньшую, чѣмъ южныя, чего нигдѣ еще не наблюдалось. Представимъ себѣ эллипсъ и около его центра опишемъ окружность, радіусъ которой равенъ среднему арифметическому, между большой и малой его полуосями. Эллипсъ этотъ будетъ въ четырехъ точкахъ пересѣкаться окружностью; однако какъ эллипсъ, такъ и окружность остаются вездѣ выпуклыми. Точно также путь луны около солнца обращенъ вездѣ выпуклостью наружу, но у новолуній кривизна этой кривой меньше, чѣмъ у полнолуній.

Средній уровень океана и его колебанія. Если бы на поверхности мірового океана установилось равновѣсіе, то уровень всѣхъ океановъ и сообщающихся съ ними морей составилъ бы одну и ту же непрерывную поверхность геоида. Нивелировки, произведенныя вдоль материковъ, не обнаружили-бы вовсе разности высотъ. Но такое равновѣсіе океаническихъ водъ не имѣетъ мѣста въ дѣйствительности. На высоту уровня и на его измѣненія вліяютъ многообразныя факторы: 1) приливы и отливы вносятъ періодическія повышенія и пониженія уровня; 2) вѣтры даютъ, во-первыхъ, толчекъ къ образованію волнъ и, во-вторыхъ, могутъ нагонять воду къ берегу или, напротивъ того, отгонять ее въ открытое море; 3) испареніе, выпаденіе атмосферическихъ осадковъ и притоки рѣчныхъ водъ; 4) вращеніе земли около оси стремится отклонить теченія въ сѣверномъ полушаріи вправо, въ южномъ—влѣво отъ первоначальнаго направленія, вслѣдствіе чего, въ сѣверномъ полушаріи у берега, находящагося съ правой стороны теченія должно быть накопленіе водъ, а, слѣдовательно, поднятіе уровня; 5) распредѣленіе давленія или, вѣрнѣе, извѣстное направленіе градіента; если давленіе убываетъ отъ берега къ открытому морю, то высота уровня должна увеличиваться отъ берега къ морю; если же давленіе увеличивается отъ берега къ открытому морю, то происходитъ обратное; 6) измѣненіе солености и повышеніе температуры въ лѣтніе мѣсяцы должно также отражаться соответствующимъ образомъ на высотѣ водъ.

Конечно, мѣстныя топографическія и орографическія условія (глубина моря, глубокіе заливы, лежащіе по направленію господствующихъ сгонныхъ вѣтровъ и т. п.) могутъ усиловать

или ослаблять дѣйствія указанныхъ нами метеорологическихъ условій.

Такъ какъ многія измѣренія, произведенныя на земной поверхности, относятся въ уровню моря, то необходимо имѣть уровень, независимый отъ временныхъ и случайныхъ измѣненій. Такой исходной точкой можетъ служить *средній уровень моря*. Среднимъ уровнемъ моря называютъ среднее арифметическое изъ многолѣтнихъ, систематически веденныхъ, измѣреній. Чѣмъ значительнѣе періодическія и неперіодическія колебанія уровня въ данномъ мѣстѣ, тѣмъ большее число наблюдений должно быть положено въ основу вычисленія средняго уровня. Для измѣренія высоты уровня служатъ футштоки и лимниграфы или мареографы. Простой футштокъ представляетъ линейку, раздѣленную на части и укрѣпленную на берегу въ вертикальномъ положеніи. Ежедневно, въ извѣстные часы, отсчитывается высота воды, считая отъ нуля футштока. Положеніе нуля футштока должно быть опредѣлено, помощью нивелировки, относительно постоянной черты (реперъ), отмѣченной на стѣнѣ сосѣдняго зданія или на прибрежной скалѣ. Но непосредственные отсчеты по такому футштоку крайне затруднительны, особенно во время волненія. Нужно затупить мелкія колебанія морского уровня. Съ этой цѣлью на берегу устраиваютъ узкій колодець, который, при помощи узкой трубки, соединяется съ моремъ. Въ этомъ колодцѣ вода будетъ стремиться стать на уровень моря; вслѣдствіе тренія, всѣ мелкія колебанія будутъ сгущены и задержаны, и уровень воды въ колодцѣ будетъ слѣдовать лишь за болѣе крупными колебаніями уровня моря. На поверхности воды въ колодцѣ находится поплавочекъ, къ которому прикрѣплена нить, перекинутая черезъ блокъ; на концѣ нити находится индексъ, движущійся передъ линейкой раздѣленной на части. Этотъ футштокъ можно обратить въ мареографъ, и тогда онъ будетъ записывать свои колебанія на вращающемся барабанѣ¹⁾.

Интересно сравнить среднюю высоту уровня различныхъ морей, омывающихъ наши матеріки. Мы видѣли, что средній уровень имѣетъ весьма значительныя, неперіодическія, колебанія; для опредѣленія *точной* его высоты нужно имѣть весьма про-

¹⁾ Подробности см. сочиненіе Шпидлера. Лекціи по физической географіи. Спб. 1903, стр. 351.

должительный періодъ наблюденій. Въ виду этого, нельзя рассчитывать на одинаковость средняго уровня въ разныхъ пунктахъ. Но по мѣрѣ того, какъ совершенствуются методы нивелированія, стали получаться все болѣе и болѣе согласныя числа. Приводимъ здѣсь таблицу Леллемана, показывающую отклоненія среднихъ уровней относительно нуля Марселя.

<i>Адриатическое море</i>	Триестъ	+0.02 метра
	Венеція	—0.05 »
	Порто-Корсиаи . .	—0.04 »
	Анкона	—0.08 »
<i>Средиземное море</i>	Генуя	—0.05 »
	Савона	—0.02 »
	Ницца	—0.06 »
	Марсель	0.00 »
	Сетть	+0.03 »
	Портъ-Валютъ . .	+0.07 »
<i>Атлантическій океанъ</i>	С. Жуанъ де Люцъ	+0.25 »
	Брестъ	+0.07 »
	Шербургъ	+0.09 »
<i>Нѣмецкое море</i>	Амстердамъ . . .	—0.01 »
	Куксгафенъ . . .	—0.03 »
<i>Балтійское море</i>	Травемюнде . . .	—0.09 »
	Варнемюнде . . .	—0.04 »
	Свинемюнде . . .	—0.02 »

Если исключить С. Жуанъ какъ сомнительный пунктъ, то крайнія колебанія будутъ +0.09 и —0.09, т. е. наибольшая разность составляетъ 0.18 метра (18 сантиметровъ), что слѣдуетъ отнести на счетъ неперіодическихъ колебаній.

Но, кромѣ правильныхъ и неправильныхъ колебаній уровня краткаго періода, вѣроятны еще колебанія многолѣтнія и вѣковыя. Такъ, Вгückner, изслѣдуя колебанія климатовъ съ 1700 года, пришелъ къ заключенію о существованіи 35-лѣтнихъ періодовъ въ измѣненіяхъ атмосферныхъ осадковъ, а также въ колебаніяхъ уровня рѣкъ, озеръ и внутреннихъ морей. Но эта гипотеза недостаточно обоснована эмпирически и, тѣмъ менѣе, теоретически.

Нельзя, въ заключеніе, не указать на *вѣковыя* колебанія береговаго уровня, замѣченныя во многихъ мѣстностяхъ земнаго

шара. Давно уже замѣчено, что нѣкоторые берега находятся въ настоящее время въ стадіи поднятія, другіе въ періодъ опуска- нія. Составлены даже карты этихъ вѣковыхъ колебаній или, какъ ихъ называетъ проф. Броуновъ, *положительныхъ* (внутри страны) и *отрицательныхъ* (къ морю) перемѣшеній береговой линіи. Изъ этихъ картъ видно, что *отрицательное* перемѣшеніе береговой линіи имѣетъ мѣсто на берегахъ Скандинавскаго полу- острова за исключеніемъ юго-восточной части, на всемъ восточ- номъ берегу Балтійскаго моря, на берегахъ Великобританіи, Чер- наго моря и пр. *Положительное* перемѣшеніе наблюдають на юго-восточномъ берегу Швеціи, на берегахъ Ютландіи, Голлан- діи, Кореи, на сѣверномъ берегу Новой Голландіи и др.

Нѣкоторые ученые приписываютъ эти измѣненія медлен- ному положительному или отрицательному движенію суши по вертикальному направленію подѣ влияніемъ внутреннихъ геоди- намическихъ силъ, работа которыхъ не прекратилась и до на- стоящаго времени. Другіе усматриваютъ причину этихъ коле- баній въ періодическомъ чередованіи наступаній (трансгрессій) и отступаній моря подѣ влияніемъ общихъ условій (напримѣръ, прецессіи, перемѣшенія центра тяжести земли вслѣдствіе пере- распредѣленія массъ внутри и пр.). Подобныя общія причины могутъ вызвать перемѣшенія водъ изъ одного полушарія въ другое или изъ одной океанической впадины въ другую. Но, съ точки зрѣнія *общихъ* причинъ, перемѣшенія эти должны быть одноименны на значительной части суши. Между тѣмъ, въ районѣ одного и того же моря, отдѣльныя части берега не находятся въ одной и той же фазѣ своего колебанія и поднимаются или опу- скаются далеко не съ одинаковой скоростью. Напримѣръ, въ Балтійскомъ морѣ, берегъ Швеціи, начиная отъ Торнео, подни- мается (у Торнео — на 48 дюймовъ въ 100 лѣтъ); около 60° с. ш. это поднятіе прекращается и южнѣе побережье даже опу- скается. Поднятіе суши констатировано и въ Финляндіи въ раз- мѣрѣ отъ 11 до 36 дюймовъ въ 100 лѣтъ, различное въ раз- ныхъ пунктахъ (наибольшее въ Твереминѣ — 36 $\frac{1}{4}$ дюйма). По изслѣдованіямъ Борнсдорфа, юго-западный берегъ Финляндіи по- дымается на 22 дюйма въ 100 лѣтъ. Такое *неравномерное* измѣ- неніе положенія береговой линіи, на небольшомъ пространствѣ Балтійскаго моря, едва ли возможно объяснить повышеніемъ уровня вслѣдствіе *общихъ* причинъ. Вѣроятноже, эти колебанія

являются результатомъ дѣятельности внутреннихъ силъ. Геологическія изысканія давно уже показали, что кора земли претерпѣвала колебанія, что нѣкоторыя части суши, выдвинутыя нынѣ выше уровня океановъ, были когда-то покрыты водою. Интенсивность этихъ процессовъ теперь ослабѣла; но и нынѣ продолжающаяся вулканическая дѣятельность указываетъ на то, что работа геодинамическихъ силъ не затухла вполне въ переживаемую нами геологическую эпоху. Къ этой же категоріи явленій слѣдуетъ отнести и вѣковыя колебанія материковъ. Но *неравнолѣрное* наступаніе моря, которое обнаружено, наприимѣръ, на небольшомъ протяженіи Балтійскаго моря, можно объяснить также *мѣстными* причинами. Дѣйствительно, представляя себѣ, что Финляндія, какъ это было въ ледниковый періодъ, покрыта мощнымъ ледянымъ покровомъ. Это временное нагроможденіе материка должно вызвать измѣненіе формы геоида въ прилежащей части моря; поднятіе водъ у берега увеличится и оставитъ извѣстные слѣды трансгрессіи на береговыхъ уступахъ. По мѣрѣ таянія ледяного покрова, береговой уровень будетъ отходить. Такое же измѣненіе формы геоида, а, слѣдовательно, положительное перемѣщеніе береговой линіи, можетъ вызвать накопленіе на поверхности вулканическихъ продуктовъ, образованіе новыхъ горъ и даже дюнь, нарастаніе коралловыхъ построекъ. Обратное дѣйствіе, т. е. отрицательное перемѣщеніе береговой линіи, можетъ произойти при таяніи ледяного покрова, размывѣ и вывѣтриваніи берега и перенесеніи на новое мѣсто продуктовъ этого процесса. Наконецъ, возможно также перераспрежденіе массъ въ толщѣ земной коры, наприимѣръ, вымываніе огромныхъ подземныхъ пустотъ, осѣданіе слоевъ и т. под. Такимъ образомъ, колебаніе береговой линіи слѣдуетъ разсматривать, какъ процессъ сложный, зависящій или отъ дѣйствительнаго перемѣщенія отдѣльныхъ частей коры по вертикальному направленію, или отъ дѣйствительнаго перемѣщенія берегового уровня, обусловленнаго измѣненіемъ формы геоида. По это измѣненіе геоида, въ свою очередь, сводится къ перемѣщенію массъ и вызвано денудационными и эрозіонными процессами въ широкомъ смыслѣ этого слова. Возможны, наконецъ, и періодическія трансгрессіи, зависящія отъ основныхъ чертъ астрономическаго движенія земли (прецессія и нутація въ связи съ измѣненіемъ эксцентриситета земной орбиты).

Напряженіе тяжести на земной поверхности. Взаимное притяженіе, которое обнаруживается между отдѣльными массами, входящими въ составъ земного шара, есть частный случай тяготѣнія вообще, и потому управляется законами Ньютона. Если m и m_1 —двѣ массы, r —расстояніе ихъ раздѣляющее, то величина взаимнаго притяженія, по закону Ньютона

$$f = C \frac{mm_1}{r^2}, \quad (1)$$

т. е. притяженіе прямо пропорціонально произведенію притягивающихся массъ и обратно пропорціонально квадрату ихъ расстоянія. Численное значеніе коэффициента C зависитъ отъ выбора единицъ, которыми мы измѣряемъ величины, входящія въ формулу (1). Изъ уравненія (1) видно, что если

$$\left. \begin{array}{l} m = m_1 = 1 \\ r = 1 \end{array} \right\}, \text{ то } f = C,$$

т. е. коэффициентъ C выражаетъ численное значеніе силы, съ которою притягиваются *для единицы* массы на расстояніи равномъ *единицѣ*.

Возобновимъ въ памяти нашей нѣкоторыя основныя теоремы о притяженіи. Возьмемъ однородный шаровой слой, весьма малой толщины s , плотности δ и радіуса R ; масса его

$$M = 4\pi R^2 s \delta. \quad (2)$$

Если внутри этого слоя, въ какой-нибудь точкѣ A , находится масса m , то дѣйствіе шарового слоя на эту массу

$$F_I = 0,$$

т. е. тонкій шаровой слой не производитъ никакого дѣйствія на точку, лежащую внутри его.

Дѣйствіе же этого слоя на точку, лежащую внѣ на расстояніи x отъ центра слоя

$$F_{II} = \frac{Mm}{x^2}, \quad (3)$$

т. е. дѣйствіе шарового слоя на точку, лежащую внѣ его, таково, какъ будто вся масса сосредоточена въ центрѣ. Сплошной одно-

родный шаръ можно раздѣлить на концентрическіе слои, а потому, дѣйствіе на внѣшнюю точку будетъ такое же, какъ если бы вся масса была сосредоточена въ его центрѣ, т. е.

$$F_{III} = \frac{Mm}{x^2} = \frac{4}{3} \frac{\pi R^3 \delta m}{x^2}. \quad (4)$$

Если масса m находится на поверхности шара, то $x=R$ и

$$F_{IV} = \frac{4}{3} \pi R \delta m. \quad (5)$$

Положимъ далѣе, что масса m находится внутри шара на разстояніи $x < R$ отъ его центра. Проведемъ шаровую поверхность, центръ которой совпадаетъ съ центромъ шара, а радіусъ равенъ x . Тогда весь шаръ раздѣлится на двѣ части: одна часть, для которой точка m будетъ находиться внутри, а потому, дѣйствіе на нее этой части шара равно нулю; остается другая часть нашего шара, для которой масса m находится на поверхности; эта часть притягиваетъ съ силой

$$F_V = -\frac{4}{3} \pi \delta x m. \quad (6)$$

Знакъ — поставленъ потому, что x считается положительнымъ отъ центра шара къ точкѣ m ; здѣсь же нужно показать, что притяженіе направлено къ центру шара. Такимъ образомъ, притяженіе сплошного шара на внутреннюю точку пропорціонально ея разстоянію отъ центра шара и направлено къ центру. Отсюда видно, что если бы масса m могла двигаться въ весьма узкомъ каналѣ, проходящемъ черезъ центръ однороднаго шара, находясь подъ дѣйствіемъ только притяженія этого послѣдняго, то она совершала бы гармоническое колебательное движеніе¹⁾.

Всѣ эти теоремы, въ первомъ приближеніи, можно примѣнить къ земному шару. Если допустимъ, что земля есть шаръ однородный или состоящій изъ однородныхъ концентрическихъ слоевъ, то

$$M = \frac{4}{3} \pi R^3 \delta,$$

¹⁾ Элементарное доказательство всѣхъ этихъ теоремъ, см. Хвольсонъ, «Курсъ физики» ч. I, стр. 178—194.

гдѣ R —радіусъ земли, а
 δ —средняя ея плотность.

Сила f , съ которой земля притягиваетъ массу m , находящуюся на земной поверхности

$$f = C \frac{Mm}{R^2}. \quad (7)$$

Ускореніе, сообщаемое этой силой, будетъ

$$g = \frac{f}{m} = C \frac{M}{R^2}. \quad (8)$$

Изъ этой формулы видно, что подъ вліяніемъ земного притяженія, всѣ тѣла, находясь въ одинаковыхъ отъ центра земли разстояніяхъ, приобрѣтаютъ одинаковыя ускоренія; другими словами, ускореніе не зависитъ отъ состава притягиваемаго тѣла. Если мы въ уравненіи (7) положимъ $m=1$, то

$$f = C \frac{M}{R^2}. \quad (9)$$

Сравнивая уравненія (8) и (9), видимъ, что f по величинѣ совпадаетъ съ g , т. е. ускореніе, сообщаемое свободно падающему тѣлу, можетъ служить мѣрою напряженія силы тяжести. Прямая, по которой двигается свободно падающее тѣло, вездѣ будетъ направлено къ центру земли. Но въ дѣйствительности, какъ величина, такъ и направленіе тяжести претерпѣваютъ значительныя измѣненія. При суточномъ вращеніи земли около оси, въ каждой точкѣ ея развивается центробѣжная сила, стремящаяся удалить точку отъ оси вращенія. Ускореніе f_1 , сообщаемое центробѣжной силой,

$$f_1 = \frac{4\pi^2 x}{T^2},$$

гдѣ x —радіусъ, по которому происходитъ вращеніе, а T —время полного обращенія земли около оси. Если наша точка находится подъ широтой φ , то

$$x = R \cos \varphi \quad \text{и}$$

$$f_1 = \frac{4\pi^2 R \cos \varphi}{T^2} = \omega^2 R \cos \varphi.$$

Часть этой силы дѣйствуетъ прямо противоположно притяженію земного шара. Эта часть

$$f_{II} = \frac{4\pi^2 R \cos^2 \varphi}{T^2}.$$

На экваторѣ, гдѣ $\varphi = 0$,

$$F_{II} = \frac{4\pi^2 R}{T^2}.$$

На полюсѣ $\varphi = 90^\circ$ и $F_{II} = 0$, а, слѣдовательно, напряженіе тяжести, какъ результатъ совмѣстнаго дѣйствія притяженія и центробѣжной силы, имѣетъ наименьшую величину на экваторѣ и постепенно увеличивается въ полюсамъ. Центробѣжная сила на экваторѣ составляетъ 0.00846 напряженія тяжести. Если величину центробѣжной силы на экваторѣ принять за единицу, то напряженіе этой силы въ другихъ широтахъ выразится слѣдующими числами:

0°	1.000	50	0.415
10	0.170	60	0.251
20	0.883	70	0.128
30	0.750	80	0.030
40	0.588	90	0.000

Поверхность земли, во второмъ приближеніи, разсматриваютъ какъ поверхность эллипсоида вращенія. Разныя точки этой поверхности неодинаково удалены отъ центра, а потому, напряженіе тяжести видоизмѣняется также нѣсколько и фигурой земли. Окончательную величину равнодѣйствующей силы тяжести и центробѣжной силы на единицу массы, называютъ *полнымъ напряженіемъ земной тяжести*, а направление ея — *отъснкой или вертикальной линіей*. Выразимъ эту силу аналитически въ зависимости отъ широты мѣста. Представимъ себѣ (фиг. 23)

массу m , суточное вращение которой происходит по кругу радиуса r . Центробежная сила

$$f = m r \omega^2,$$

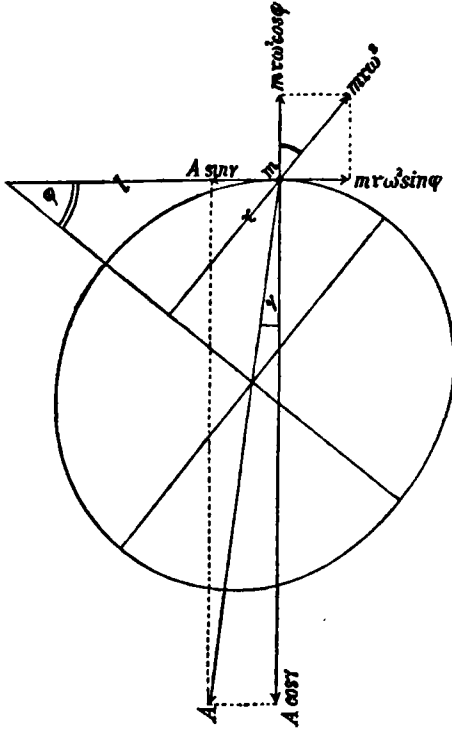
где ω — угловая скорость вращения земли. Разложим эту силу на две: перпендикулярно и параллельно горизонту; первая из них выразится приблизительно

$$f' = m \omega^2 R \cos^2 \varphi,$$

где φ — широта места. Силу тяжести A также разложим на две: перпендикулярной параллельно горизонту; первая из них

$$F' = A \cos \gamma.$$

Так как сила F' и f' прямо противоположны, то действительное напряже-



Фиг. 23.

ние тяжести в точке m будет

$$G_{\varphi} = \frac{A \cos \gamma}{m} - R \omega^2 \cos^2 \varphi$$

$$\text{или } G_{\varphi} = \left(\frac{A \cos \gamma}{m} - R \omega^2 \right) + R \omega^2 \sin^2 \varphi.$$

Но существует и другое выражение для силы тяжести (см. стр. 40)

$$G_{\varphi} = G_0 + (G_{90} - G_0) \sin^2 \varphi,$$

где G_{90} — напряжение тяжести на полюсь,

» G_0 — » » » экваторь.

Съ другой стороны, эмпирически, изъ наблюдений надъ качаніями маятника, найдено :

$$G_{\varphi} = 9.781 + 0.051 \sin^2 \varphi$$

$$\text{или } G_{\varphi} = 9.781 + \frac{0.051}{2} \frac{0.051}{2} \cos 2\varphi,$$

$$\text{но } 9.781 + \frac{0.051}{2} = 9.8065 = G_{45},$$

$$\text{слѣд., } G_{\varphi} = G_{45} - 0.0255 \cos 2\varphi$$

$$\text{или } G_{\varphi} = G_{45} (1 - 0.0026 \cos 2\varphi).$$

Въ *Annuaire du Bureau des longitudes* на 1906 годъ дана слѣдующая формула для ускоренія силы тяжести :

$$g = 9^{\circ}.806059 - 0^{\circ}.025028 \cos 2\varphi,$$

откуда получается слѣдующая табличка :

Широта	Ускореніе	Широта	Ускореніе
0°	9 ^o .78103	50	9 ^o .81041
10	9 .78254	60	9 .81857
20	9 .78688	70	9 .82523
30	9 .79355	80	9 .82958
40	9 .80171	90	9 .83109

Въ Одессѣ (46° 29' с. ш.) $g = 9.8074$.

Изъ этой таблицы видно, что, при переходѣ отъ экватора въ полюсу, напряженіе тяжести увеличивается на 0.51%, а слѣдовательно, вѣсъ одного килограмма возрастаетъ на 5.1 грамма.

Измѣненіе напряженія тяжести съ высотой мѣста наблюденія. Напряженіе тяжести мѣняется также съ высотой мѣста наблюденія надъ уровнемъ моря, а именно :

$$\frac{G_h}{G_0} = \frac{R^2}{(R+h)^2} = \frac{1}{\left(1 + \frac{h}{R}\right)^2} = \frac{1}{1 + 2\frac{h}{R}} = 1 - 2\frac{h}{R}$$

$$\text{или } G_h = G_0 \left(1 - 2 \frac{h}{R} \right).$$

Если h выражено въ сантиметрахъ, то

$$G_h = G_0 (1 - 0.00000000314 h)$$

$$\text{или } G_h = G_0 - 0.000003 h.$$

Поднятію на высоту $h=100$ метр. = 10000 сант. соотвѣтствуетъ уменьшеніе G_0 на 0.03 сантим. = 0.3 мм. Высота Эйелевой башни равна 300 м. (30000 сантим.); слѣдовательно, $G_h - G_0 = 0.9$ миллиметра. Опыты, произведенныя въ Шарлоттенбургѣ, показали, что вѣсъ 1 килограмма уменьшается на 0.295 миллигр. при поднятіи на 1 метръ. Врочъ далъ общую формулу для широты φ и высоты h :

$$G_\varphi = 9.80665 (1 - 0.00259 \cos 2\varphi) (1 - 0.00000000314 h)$$

$$\text{или } G_\varphi = 9.80665 - 0.02539 \cos 2\varphi - 0.000000003 h.$$

По Helmer'ty

$$G_\varphi = 9.8060 - 0.0260 \cos 2\varphi - 0.00000308 h.$$

Иная формула получается въ томъ случаѣ, если точка, находящаяся на высотѣ h , взята посреди возвышеннаго плоскогорія. Въ этомъ случаѣ, для приведенія тяжести къ уровню моря, нужно принять во вниманіе притяженіе массъ, образующихъ наше плоскогоріе. Если g_0 — напряженіе тяжести на уровнѣ моря, а g_h — напряженіе на высотѣ h , то ¹⁾

$$\frac{g_h}{g_0} = \left(1 - \frac{2h}{R} \right) \left(1 + \frac{3}{4} \frac{h}{R} \right) = \left(1 - \frac{5}{4} \frac{h}{R} \right).$$

Въ связи съ напряженіемъ тяжести находится длина секунднаго маятника. Въ *Annuaire du Bureau des longitudes* на 1906 годъ для длины секунднаго маятника дана формула:

$$l = 0.993563 - 0.002536 \cos 2\varphi.$$

¹⁾ Доказательство см. Arrhenius. *Lehrbuch der kosmischen Physik*. Bd. I, S. 254.

По этой формулѣ получаются слѣдующія числа :

Широта	l	Широта	l
0°	0 ^m .99103	50	0 ^m .99400
10	0 .99118	60	0 .99483
20	0 .99161	70	0 .99550
30	0 .99229	80	0 .99595
40	0 .99312	90	0 .99610

Въ Одессѣ (46°29' с. ш.) $l=0.99369$ метра. Болѣе общая формула имѣетъ видъ :

$$l=0.990918-0.00236 \cos 2\varphi-0.0000003 \lambda.$$

Въ слѣдующей таблицѣ дано число колебаній одного и того же маятника, совершающаго на экваторѣ одно качаніе въ одну секунду звѣзднаго времени.

0°	86400	50	86544
10	407	60	584
20	429	70	617
30	461	80	638
40	507	90	645

Тяжесть на глубинѣ. Законъ измѣненія напряженія тяжести съ глубиною зависитъ отъ закона распредѣленія плотности въ массѣ земли. Если допустимъ, какъ это дѣлаетъ Roche, что плотность d выражается формулой вида :

$$d=d_0-ar^2,$$

- гдѣ d_0 —плотность въ центрѣ земли,
 > a —нѣкоторый численный коэффициентъ,
 > r —разстояніе точки отъ центра земли,

то
$$g'=1.92 \frac{r}{R} \left(1 - \frac{12r^2}{25R^2} \right) g.$$

Изъ этой формулы видно, что напряженіе тяжести g' отъ поверх-

ности земли постепенно увеличивается; на глубинѣ $\frac{5}{6} R$ оно достигаетъ максимума

$$g' = \frac{16}{15} g$$

и затѣмъ уменьшается до нуля при $r=0$. Но если въ основу формулы принять другой законъ увеличенія плотности, напри- мѣръ,

$$d = d_0 - ar,$$

то тогда максимумъ напряженія тяжести ($g' = 1.055 g$) долженъ находиться на глубинѣ $r = 0.186R$ отъ поверхности. И дѣйстви- тельно, въ угольныхъ копяхъ Корнваллиса замѣтили, что, на глубинѣ 383 метровъ, часы уходятъ впередъ на $2''.25$ въ сутки. Sterneck въ Прибрамѣ нашелъ слѣдующее ускореніе хода час- совъ:

на глубинѣ 250 метровъ . . .	1''.43,
» » 500 » . . .	1.96,
» » 750 » . . .	2.95,
» » 1000 » . . .	3.88.

Напряженіе тяжести въ Фрейбургѣ:

на поверхности земли . . .	1.0000000,
» глубинѣ 534 метровъ . . .	1.0000793.

Въ Прибрамѣ:

на поверхности земли . . .	1.0000000,
» глубинѣ 973 метровъ . . .	1.0000904.

Sterneck даетъ слѣдующую общую формулу для ускоренія силы тяжести g_x на глубинѣ x , считая отъ центра земли:

$$g_x = 2.6950x - 1.8087x^2 + 0.1180x^3.$$

На этомъ основаніи, ускореніе тяжести на различныхъ глуби- нахъ будетъ слѣдующее:

Глубина.	Ускореніе тяжести.	
	Sterneck	Lipschitz
1.0	1.000	1.00
0.9	1.097	1.04

Глубина.	Ускореніе тяжести.	
	Sterneck	Lipschitz
0.8	1.059	1.03
0.7	1.041	0.98
0.6	0.991	0.89
0.5	0.910	0.78
0.4	0.796	0.65
0.3	0.694	0.50
0.2	0.468	0.34
0.1	0.252	0.17
0.0	0.000	0.00

Напряженіе тяжести на поверхности планетъ можно вычислить по формулѣ

$$G = \frac{M}{R^2}$$

гдѣ M —масса, а R —радіусъ планеты, принимая массу и радіусъ земли за единицу. Для солнца,

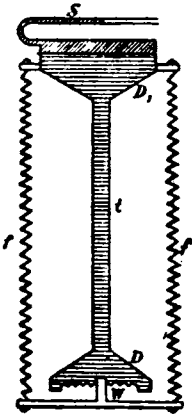
$$G = \frac{324439}{(108.558)^2} = 27.625,$$

т. е. тѣло, вѣсящее на поверхности земли килограммъ, на поверхности солнца вѣситъ 27.625 килограмма. Точно также найдемъ напряженіе тяжести на поверхности другихъ планетъ :

Меркурій . . .	0.439	Сатурнъ . . .	0.892
Венера . . .	0.802	Уранъ . . .	0.754
Земля . . .	1.000	Нептунъ . . .	1.142
Марсъ . . .	0.376	Солнце . . .	27.625
Юпитеръ . . .	2.261	Луна . . .	0.168

Аномаліи въ распредѣленіи тяжести. До сихъ поръ мы предполагали, что земля представляетъ однородный шаръ или состоитъ изъ однородныхъ концентрическихъ слоевъ. Въ этомъ случаѣ, напряженіе тяжести вдоль одной и той же параллели остается постояннымъ. Но земля неоднородна. Въ простѣйшемъ случаѣ можно допустить, что часть какой-нибудь параллели покрыта слоемъ воды извѣстной мощности (океанъ), а остальная часть состоитъ изъ горныхъ породъ (суша), плотность которыхъ

въ 2.5—2.6 раза больше плотности воды. Нетрудно показать, что, въ этомъ случаѣ, напряженіе тяжести должно уменьшаться при переходѣ съ суши на океанъ. И дѣйствительно, притяженіе, обнаруживаемое всей массой земли, равно суммѣ притяженій всѣхъ отдѣльныхъ ея частей, вмѣстѣ взятыхъ; но если мы находимся посреди суши, то *ближайшая* къ намъ часть земли, оказывающая наиболѣе сильное притяженіе, состоитъ изъ болѣе плотной массы; если же мы, двигаясь вдоль той же параллели, перейдемъ на океанъ, то *ближайшая* къ намъ часть представляетъ менѣе плотную массу. Очевидно далѣе, что уменьшеніе напряженія тяжести, при переходѣ съ суши на океанъ, будетъ тѣмъ значительнѣе, чѣмъ болѣею мощностью обладаетъ этотъ океанъ; другими словами, уменьшеніе тяжести должно находиться въ известной прямой зависимости отъ глубины океана. Эту зависимость можно опредѣлять теоретически при нѣкоторыхъ простѣйшихъ допущеніяхъ (см. дополненія). Исходя изъ изложеннаго принципа, Siemens устроилъ особый батометръ для измѣренія океаническихъ глубинъ. Устройство его, въ общихъ чертахъ, слѣдующее (фиг. 24).

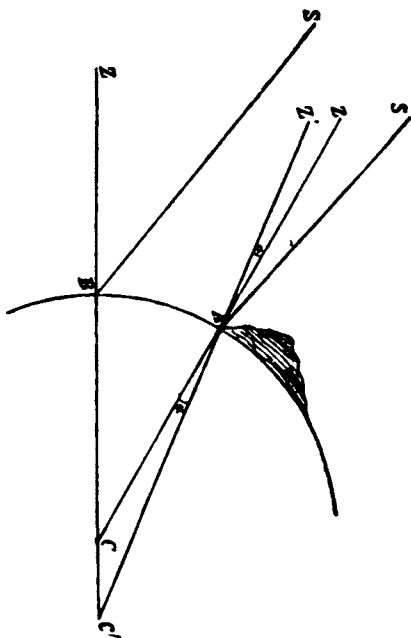


Фиг. 24.

Устройство его, въ общихъ чертахъ, слѣдующее (фиг. 24). Въ стальномъ цилиндрѣ DD_1 , дно котораго состоитъ изъ эластичной пластинки, упирающейся на двѣ перекрестныя, тоже стальные, полоски центръ тяжести дна приходится какъ разъ на пересѣченіи полосокъ W . Последнія подвѣшены помощью пружинъ ff . Упругость этихъ пружинъ рассчитана такъ, что если приборъ находится на материкѣ, то ртуть доходитъ, въ калиброванной трубкѣ S , до известнаго дѣленія. Съ переходомъ на океанъ, вѣсъ ртути уменьшается, а потому пружины ff приподнимаютъ дно и ртуть въ узкой трубкѣ перемѣщается на нѣкоторое число дѣленій (на нашемъ чертежѣ вправо). Остается только проградуировать трубку, т. е. опредѣлить, какому измѣненію глубины соответствуетъ перемѣщеніе ртути въ трубкѣ на одно дѣленіе. Но такъ какъ съ измѣненіемъ температуры и съ теченіемъ времени упругость пружинъ ff мѣняется, то необходимо, время отъ времени, повторить это градуированіе.

Въ дѣйствительности, земной шаръ представляетъ болѣе значительное разнообразіе въ своемъ строеніи. Естественно ожидать, поэтому, и болѣе значительныхъ *аномалій* въ распредѣленіи тяжести. Съ другой стороны, на поверхности земли, а также внутри ея, происходятъ постоянныя перемѣщенія матеріальныхъ массъ, причины которыхъ могутъ быть весьма многообразны: приливы и отливы, скопленіе водъ у извѣстныхъ береговъ дѣйствіемъ вѣтровъ, процессы денудаци и эрозіи, неравномѣрное распредѣленіе давленія воздуха, вулканическая и сейсмическая дѣятельность, измѣненія въ притяженіи луны и солнца и т. д. Всѣ эти причины могутъ вызвать, періодическія или неперіодическія, измѣненія во времени, т. е. своего рода *варіаціи* въ напряженіи тяжести, аналогичныя варіаціямъ земного магнетизма. Понятіе о напряженіи тяжести складывается изъ двухъ элементовъ: а) направленіе тяжести и б) величина или напряженіе тяжести. Рассмотримъ каждый изъ этихъ элементовъ отдѣльно. Направленіе отвѣсной линіи, при переходѣ отъ одной точки земной поверхности къ другой, должно измѣняться въ той постепенности, въ которой слѣдуютъ направленія нормалей на сфероидѣ. Но, производя на поверхности земли одновременно астрономическія и геодезическія измѣренія и относя ихъ къ поверхности сфероида, мы наталкиваемся на отклоненія, на аномаліи. Направленія отвѣсной линіи въ нѣкоторыхъ точкахъ земли не совпадаютъ съ тѣми, которыхъ можно ожидать теоретически, допуская, что мы идемъ по поверхности сфероида. Эти аномаліи въ положеніи отвѣсной линіи называются *отклоненіями отвѣса*. Во Владикавказѣ, напримѣръ, отвѣсная линія отклонена къ югу на $36''.7$, а въ Дюшетѣ (южный склонъ) она отклонена къ сѣверу на $18''.29$. На южной сторонѣ Гавай отвѣсъ отклоненъ къ сѣверу на $67''.0$, а на сѣверной сторонѣ на $30''.0$ къ югу. Въ Батумѣ отвѣсъ отклоненъ на $39''.25$ по долготѣ и на $16''.82$ по широтѣ. Въ Ялтѣ это отклоненіе соответственно равно $27''.3$ и $29''.3$. Въ Севастополѣ отклоненіе по долготѣ составляетъ $20''.5$. Альпы въ Женевѣ отклоняются на $6''$ къ югу и на $9''$ къ востоку, а въ Цюрихѣ—на $12''$ къ югу и $10''$ къ востоку. Въ Южной Америкѣ, около Каллао, отклоненіе достигаетъ $138''.0$. Отклоненія отвѣсной линіи, по своей величинѣ, не могутъ быть приписаны случайнымъ погрѣшностямъ наблюдений. Слѣдовательно, мы имѣемъ здѣсь дѣло съ дѣйствительными ано-

маліями. Расширяя далѣе наши изслѣдованія, мы замѣчаемъ, что аномаліи эти распределены не изолированно и не случайно; онѣ охватываютъ цѣлые районы; напримѣръ, на сѣверныхъ склонахъ Кавказа отклоненіе отвѣса начинается на разстояніи не менѣе 250 верстъ отъ оси главнаго хребта; на разстояніи 150 верстъ отклоненіе уже равно $9''.77$; отвѣсная линія отклонена вдоль всего западнаго берега Америки и т. д. Очевидно, что эти аномаліи связаны съ ходомъ рельефа, а, слѣдовательно, съ тѣми законами, по которымъ распределены массы на земной поверхности. Вблизи горъ и возвышенныхъ береговъ является сила, направленная въ сторону притягивающихъ массъ и, слѣдовательно, отклоняющая отвѣсъ. Представимъ себѣ гору, масса которой m сосредоточена въ центрѣ тяжести этой возвышенности. Пусть ZA (фиг. 25)



Фиг. 25.

нормальное положеніе отвѣса. Очевидно, что на тяжелую точку отвѣса A , массу которой примемъ за единицу, дѣйствуютъ двѣ силы: а) притяженіе всей земли (f) и б) притяженіе горы (f'). Но

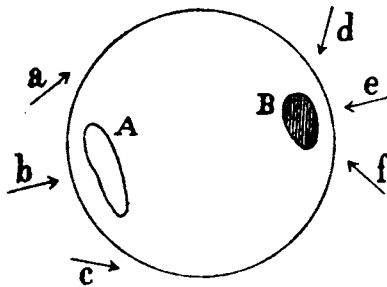
$$f = \frac{M \text{ (масса земли)}}{R^2}$$

$$f' = \frac{m}{r^2},$$

гдѣ R — радиусъ земли, а r — разстояніе точки A отъ центра тяжести горы. Подъ дѣйствіемъ этихъ двухъ силъ отвѣсъ приметъ положеніе $Z'A$. Полагая, что уголъ отклоненія отвѣса $ZAZ' = \alpha$, получимъ:

$$\operatorname{tanga} = f' : f = \frac{m}{r^2} : \frac{M}{R^2} = \frac{m}{\frac{4}{3}\pi R D r^2},$$

гдѣ D —средняя плотность земли. Обратнo, зная α и γ , можно изъ этого уравненія опредѣлить D , т. е. среднюю плотность земли. Этимъ именно методомъ Maskelyн (въ 1775 году), на основаніи измѣреній, произведенныхъ вблизи горы Shehalien въ Шотландіи, нашелъ $D=4.8$. Но очевидно, что подобное неравномѣрное распредѣленіе массъ возможно также и внутри земли: въ однѣхъ мѣстахъ возможенъ избытокъ, въ другихъ—дефектъ массъ. Направленіе отвѣса должно несомнѣнно реагировать на это скрытое отъ нашихъ глазъ подземное строеніе. Если въ земной корѣ, на нѣкоторой глубинѣ, находится полость B , наполненная болѣе плотной массой, то отвѣсъ прійметъ вблизи этой полости положеніе d , e или f . Обратнo, если въ A будетъ



Фиг. 26.

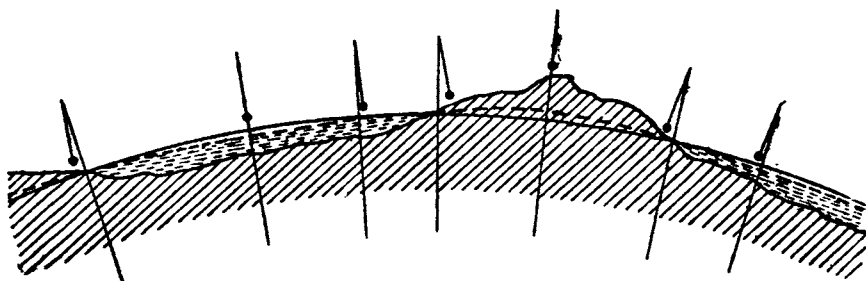
существовать пустота или менѣе плотная масса (дефектъ массъ), то положенія отвѣса выразятся стрѣлками a , b или c , т. е. явленіе будетъ происходить такъ, какъ будто онъ отталкивается массой A . И дѣйствительно, давно уже извѣстно, что въ сѣверной Индіи отклоненіе отвѣса далеко не соотвѣтствуетъ массивамъ

Гиммалаевъ и явленіе происходитъ такъ, какъ будто подъ горнымъ хребтомъ — недостатокъ массъ, пустоты или пласты уменьшенной плотности. Подобное же явленіе наблюдается въ Ниццѣ. Въ Пізѣ и Флоренціи отвѣсъ даже какъ бы отталкивается Аппенинами; въ Мадрасѣ онъ отклоненъ къ морю. Напротивъ того, Крымскія горы отклоняютъ отвѣсъ въ размѣрѣ, далеко превышающемъ ихъ массу; такъ, отклоненіе отвѣса равно:

въ Алушкѣ	35''4,
» Ялтѣ	27''3,
» Балаклавѣ	12''5,

т. е. явленіе происходитъ такъ, какъ будто подъ Крымскими горами существуетъ избытокъ массъ. Аномаліи въ положеніи отвѣса возможны даже посреди равнинной мѣстности, вдали отъ значительныхъ горъ и береговъ. Напримѣръ, въ Москвѣ отвѣсъ

отклоненъ къ сѣверу на $10''.6$. Если идти въ юго-востоку отъ Москвы, то уклоненіе уменьшается, достигаетъ нуля въ Царицынѣ (нейтральная зона) и переходитъ даже въ южное, въ Подольскѣ $12''.7$. Подобное же отклоненіе найдено около Берлина. Изъ сдѣланнаго краткаго обзоренія мѣстныхъ аномалій видно, какъ велика должна быть сложность той поверхности, которая названа геондомъ. На фигурѣ 27 схематически представленъ



Фиг. 27.

профиль земной поверхности и, вмѣстѣ съ тѣмъ, ходъ геонда и направленіе отвѣсныхъ линий.

Но если массы внутри земли распределены неравномерно, если въ одномъ мѣстѣ существуетъ избытокъ, а въ другомъ—дефектъ массъ, то это должно обнаруживаться не только аномаліями въ положеніи отвѣса, но также и аномаліями въ напряженіи тяжести. Можно предполагать, что эти аномаліи, въ количественномъ отношеніи, незначительны, а потому открытіе ихъ потребуетъ весьма точныхъ методовъ изслѣдованія. Такимъ именно тонкимъ орудіемъ наблюденія служитъ маятникъ, число качаній котораго въ единицу времени, при одинаковыхъ прочихъ условіяхъ, зависитъ отъ напряженія тяжести. При этихъ опредѣленіяхъ можно пользоваться или обратнымъ маятникомъ для абсолютныхъ опредѣленій, или относительными приборами, устроенными по мысли Sterneck'a и Defforge'a. Въ настоящее время многія наблюденія отнесены къ абсолютнымъ опредѣленіямъ Прусскаго геодетическаго института въ Потсдамѣ, при посредствѣ прекрасныхъ относительныхъ приборовъ, изготовляемыхъ механикомъ Stückrath'омъ въ Friedenau близъ Берлина. На прилагаемомъ чертежѣ (фиг. 28) можно видѣть одинъ изъ

такихъ приборовъ ¹⁾. Новѣйшіе приборы подобнаго рода съ тремя и четырьмя маятниками описаны въ специальныхъ изданіяхъ ²⁾. Существуютъ и другіе методы для опредѣленія измѣненій напряженія силы тяжести. Упомянемъ о приѣмѣ, предложенномъ Мопп'омъ и использованномъ въ недавнее время Хаекег'омъ ³⁾.



Фиг. 28.

Идея Мопп'а основана на томъ, что показаніе гипсотермометра не зависитъ отъ напряженія тяжести. Поэтому, если мы будемъ вести параллельныя наблюденія надъ гипсотермометромъ и ртутнымъ барометромъ, то разности показаній этихъ двухъ приборовъ дадутъ матеріалъ для вычисленія соответствующихъ измѣненій силы тяжести.

Точныя наблюденія надъ качаніями маятника показали, что въ напряженіяхъ тяжести, отнесенныхъ къ уровню океана, существуютъ аномаліи. Часть этихъ аномалій

объясняется тѣмъ, что мы всѣ наши измѣренія относимъ къ

¹⁾ Helmert. Bericht über die relativen Messungen der Schwerkraft mit Pendelapparaten. Neuchatel. 1896.

²⁾ Sulla determinazione della constanti dell'apparato tripendolare per le misure di gravita relativa, del Tenente di vascello Doct. A. Alessio. Въ Annali Idrografici Vol. IV, anno 1903—1904, а также Winkelmann. Handbuch der Physik. Ersten Band. Leipzig. 1906, стр. 474.

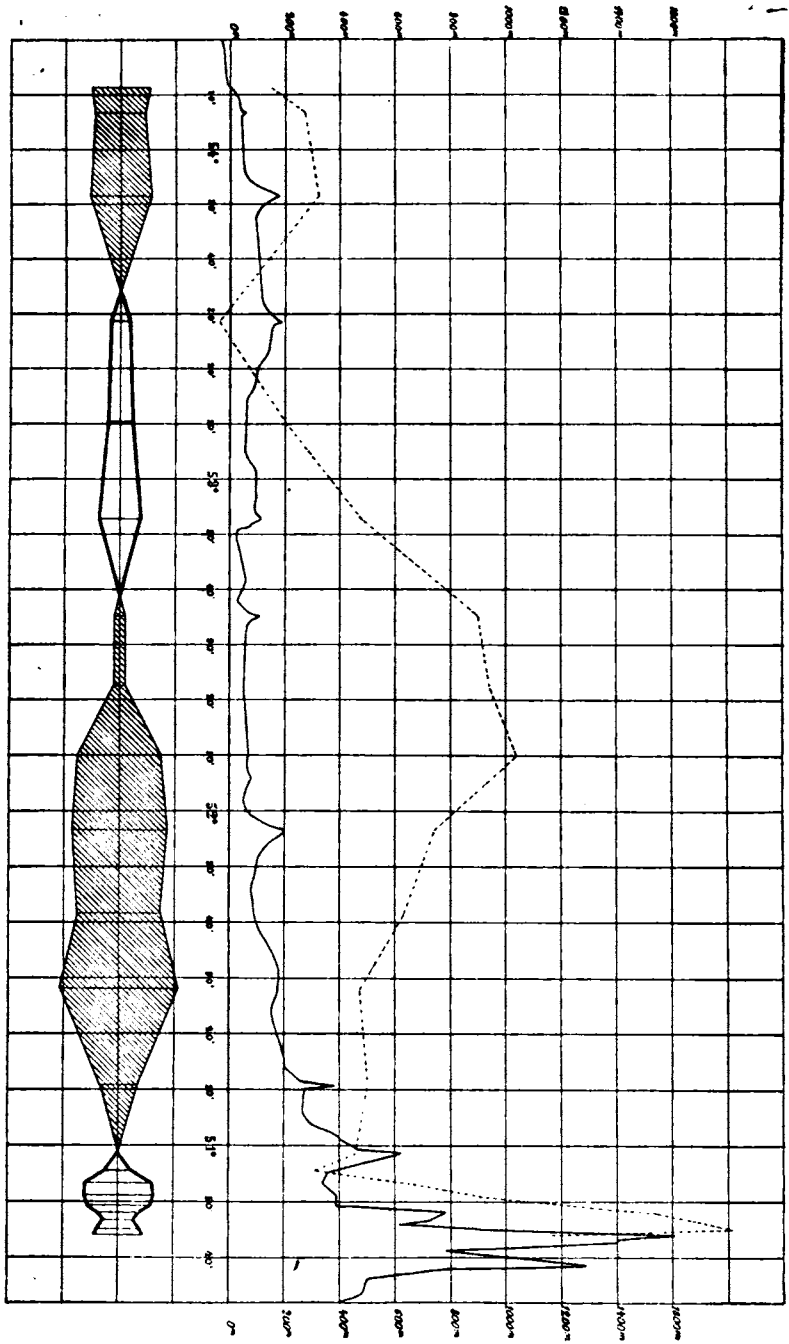
³⁾ Haecker. Bestimmungen der Schwerkraft auf dem atlantischen Ocean. Veröff. des K. Preussischen Geodätischen Instituts. Berlin, 1903.

поверхности океана, т. е. къ поверхности геоида, который не представляетъ поверхности одинаковаго напряженія тяжести; другая же ихъ часть представляетъ дѣйствительныя аномаліи тяжести. Въ настоящее время установлены даже нѣкоторые общіе законы этихъ аномалій:

1) Аномаліи, сведенныя къ уровню моря, вообще отрицательныя посреди материковъ и положительныя посреди океановъ; иными словами, существуетъ какъ бы недостатокъ массъ подъ материками и накопленіе ихъ подъ океанами.

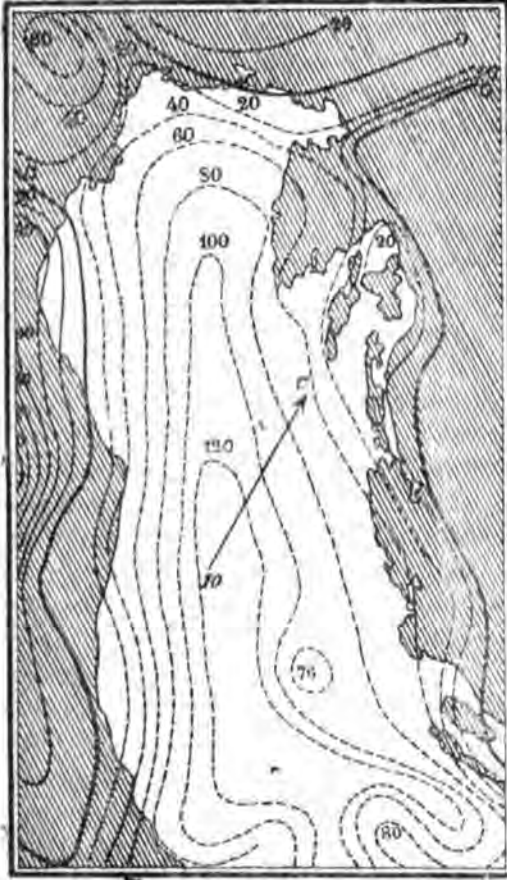
2) Соотвѣтственно этому, найденъ вообще недостатокъ массъ подъ горами и накопленіе ихъ подъ равнинами.

Внутри общихъ аномалій найдены мѣстныя аномаліи, которыя прекрасно иллюстрируются измѣреніями, произведенными въ Пруссіи, Австро-Венгріи и Сѣверной Америкѣ. Въ 1896 г. вышла работа Helmert'a объ измѣреніяхъ силы тяжести по линіи отъ Балтійскаго моря у Кольберга до Schеекорре (фиг. 29). Вдоль этой линіи высота станцій колебалась отъ 8 до 1605 метровъ. Первоначально, у Colberg'a, замѣтно положительное возмущеніе тяжести; далѣе, оно послѣдовательно то уменьшается, то увеличивается, достигая максимума у Klorberg'a, на высотѣ 177 м. Наибольшія отрицательныя отклоненія наблюдаются тамъ, гдѣ поверхностные слои состоятъ изъ гранитовъ и порфиръ; наибольшія положительныя на осадочныхъ породахъ, т. е. на днѣ бывшаго геологическаго моря. Изъ измѣреній австрійскаго морскаго вѣдомства въ области Адриатическаго моря (фиг. 30), видно, что напряженіе тяжести увеличивается отъ береговъ къ центральной части моря. Линія безъ отклоненія идетъ вдоль берега. Въ общемъ ходъ изолиній тяжести замѣтенъ, въ свою очередь, болѣе мелкія частныя аномаліи. Замѣчательно, что нѣкоторыя изъ нихъ совпадаютъ съ мѣстными магнитными аномаліями. Въ Венгерской низменности замѣчается избытокъ тяжести, который въ Карпатахъ переходитъ въ уменьшеніе. Въ Богеміи Sternesk нашель, въ области первичныхъ формацій, пониженіе, а въ области осадочныхъ породъ—нормальное или повышенное напряженіе тяжести. На фиг. 31 представленъ рельефъ земной коры отъ С. Франциско до Вашингтона по параллели 40° с. ш. На восточномъ берегу Соединенныхъ Штатовъ ускореніе силы тяжести на 0.3 мм. больше теоретической. На плоскогоріи Скалистыхъ горъ оно на 2.4 мм. меньше, а у С. Франциско опять



Фиг. 29.

нѣсколько больше. Ходъ напряженія тяжести выраженъ нижней кривой линіей. Для нѣкоторыхъ допущенія относительно плотности залегающихъ массъ, можно, по измѣненію напряженія тяжести, опредѣлить ихъ мощность и глубину залеганія. Аномалія тяжести существуетъ и въ Москвѣ. По изслѣдованіямъ Fritsche, московская аномалія тяжести совпадаетъ съ магнитной аномаліей. Подобная же связь аномалій тяжести съ аномаліями магнитными найдена Eschengagen'омъ при измѣреніяхъ въ Гарцѣ; хотя, съ другой стороны, изслѣдованія Liznar'a въ Австро-Венгріи не подтвердили этой зависимости. Въ этомъ отношеніи, весьма важное научное значеніе могли



Фиг. 30.

нѣсколько больше. Ходъ напряженія тяжести выраженъ нижней кривой линіей. Для нѣкоторыхъ допущенія относительно плотности залегающихъ массъ, можно, по измѣненію напряженія тяжести, опредѣлить ихъ мощность и глубину залеганія. Аномалія тяжести существуетъ и въ Москвѣ. По изслѣдованіямъ Fritsche, московская аномалія тяжести совпадаетъ съ магнитной аномаліей. Подобная же связь аномалій тяжести съ аномаліями магнитными найдена Eschengagen'омъ при измѣреніяхъ въ Гарцѣ; хотя, съ другой стороны, изслѣдованія Liznar'a въ Австро-Венгріи не подтвердили этой зависимости. Въ этомъ отношеніи, весьма важное научное значеніе могли



Фиг. 31.

бы имѣть измѣренія напряженія тяжести въ области замѣчательной Курской магнитной аномаліи, а также магнитныя опредѣленія вблизи Крымскихъ горъ, въ области сильныхъ положительныхъ аномалій тяжести. На основаніи прежнихъ наблюденій Швейцера, подъ всей Московской губерніей, отъ ЗЮЗ къ ВСВ, тянутся подземныя пустоты или толщи уменьшенной плотности (Швейцера аномалія). Къ тому же заключенію привели и новѣйшія наблюденія г. Иверіона въ 1893 году, обнаружившаго подъ нейтральной зоной уменьшеніе тяжести, соответствующее дефекту массъ.

Было высказано нѣсколько соображеній относительно причинъ общихъ аномалій тяжести. По мнѣнію Фая, подъ океанами земная кора, вслѣдствіе низкой температуры нижнихъ слоевъ океана, гораздо толще и плотнѣе, чѣмъ подъ континентами. Айгу, по поводу кажущагося дефекта массъ подъ Гиммалаями, высказалъ мысль, что, подъ давленіемъ этого горнаго хребта, земная кора уступаетъ и основаніе хребта погружается въ ниже лежащія, болѣе плотныя, массы (пластическія или даже жидкія); основаніе горъ имѣетъ, слѣдовательно, плотность, равную плотности самаго хребта, т. е. уменьшенную по сравненію съ окружающими вытѣсненными массами. Горныя массы представляютъ собою какъ бы подобіе айсберга, плавающего въ болѣе плотной водѣ. Но если это справедливо, то *излишекъ* напряженія, обусловленный массами, нагроможденными выше уровня моря, долженъ компенсироваться *недостаткомъ* массы, лежащей ниже уровня моря и составляющей часть горы, погруженную въ пластическую массу земли. И дѣйствительно, измѣренія Штернека въ тирольскихъ Альпахъ показали, что если всѣ измѣренія тяжести свести къ уровню моря, исключивъ притяженіе всѣхъ массъ, лежащихъ выше этого уровня, то получимъ, что напряженіе тяжести во всей области вообще уменьшено. Допустивъ, что лежащія подъ уровнемъ моря слои имѣютъ плотность 2.4, равную средней плотности нагроможденныхъ въ Тиролѣ массъ, найдемъ, что мощность этого подземнаго слоя уменьшенной плотности должна равняться 1300 м.; а эта мощность равна приблизительно средней высотѣ страны, занятой Тирольскими Альпами. Такая же компенсация надземныхъ и подземныхъ массъ найдена Messerschmitt'омъ въ Швейцаріи и Putmann'омъ въ Скалистыхъ горахъ. Но это не есть общее правило. Напр., Preston думаетъ,

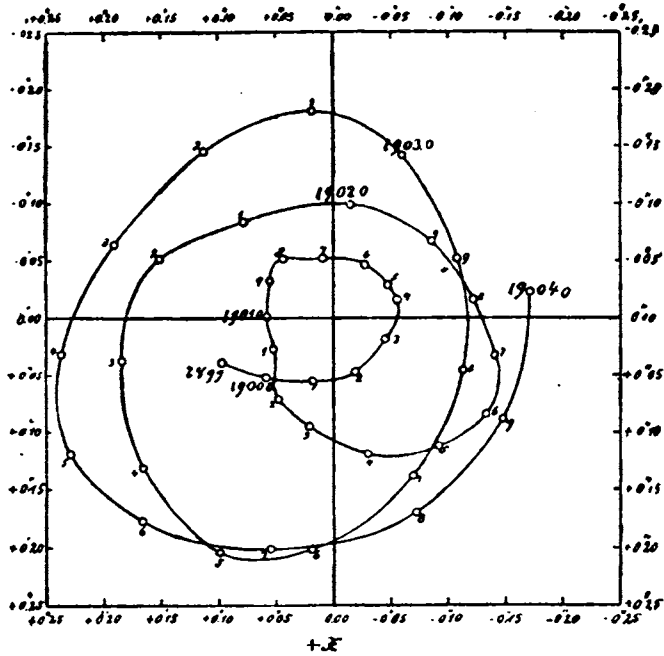
что массы Мауна-Кея на Сандвичевыхъ островахъ не компенсируются подземнымъ дефектомъ. То же показали измѣренія Кульберга въ 1892 г. относительно Крымскихъ горъ.

Но если не существуетъ компенсаціи относительно отдѣльныхъ горъ, то материка, взятые въ цѣломъ, находятся, повидному, въ состояніи компенсаціи, которую можно назвать своего рода *изостазіей*. Материка можно уподобить громаднымъ пьедесталамъ, на которыхъ разбѣяны отдѣльныя горныя массы; давленіе этихъ послѣднихъ способствуетъ большому погруженію всей континентальной пластины. Внутри этихъ континентальныхъ пластинъ, массы распределены неравномѣрно, что обуславливаетъ *мѣстныя* аномаліи тяжести.

Вообще, аномаліи тяжести, изучаемыя при посредствѣ маятника, дадутъ возможность освѣтить тайны строенія нѣдръ земли. На помощь естествоиспытателю, въ этомъ трудномъ вопросѣ, является новое орудіе — магнитная стрѣлка. А priori, можно оказать, что сложность въ распределеніи матеріальныхъ массъ внутри земли влечетъ за собой извѣстную сложность въ распределеніи магнитныхъ массъ. И дѣйствительно, магнитныя съемки обнаружили, что на общемъ нормальномъ магнитномъ фонѣ земли существуетъ также рядъ аномалій. Ближайшему будущему предстоитъ открыть законы распределенія этихъ аномалій, а также связать ихъ съ аномаліями тяжести и съ законами геотектоники.

Перемѣщаются ли внутри земли магнитныя и матеріальныя массы, вызывающія на земной поверхности аномаліи, или онѣ связаны между собою и съ земной корой неизмѣннымъ образомъ? Согласіе магнитныхъ хребтовъ, найденныхъ въ Англіи въ 1891 году, съ хребтами 1886 года привело Rucker'a къ заключенію, что магнитныя уклоненія зависятъ отъ неподвижныхъ базальтовыхъ массъ, подвергающихся дѣйствию вліянія въ магнитномъ полѣ земли. Мы не имѣемъ никакихъ указаній относительно возможности перемѣщенія въ пространствѣ аномалій тяжести, такъ какъ эти аномаліи изслѣдуются подробно лишь въ послѣднее время. Намекомъ на вѣроятность перемѣщеній массъ внутри земли могутъ служить медленныя и весьма малыя измѣненія географической широты, которыми въ послѣднее время такъ много занимаются астрономы. На основаніи, на примѣръ, изслѣдованій Albrecht'a полюсъ земли съ 1890 по 1895 годъ

описывалъ около средняго положенія спиральную линію по направлению, противоположному часовой стрѣлкѣ, постепенно приближаясь къ среднему положенію. Полный оборотъ около 15 мѣсяцевъ. По изслѣдованіямъ Chandler'a и Gonessiat, это колебаніе сложное, распадающееся на болѣе простые колебанія. На фигурѣ 32 представлено перемѣщеніе полюса съ 1900 по 1904 годъ



Фиг. 32.

и выражено въ секундахъ дуги. Секунда дуги равна 31 метру. Наиболѣе значительное перемѣщеніе полюса имѣло мѣсто отъ 1 іюня 1903 до 1 января 1904 года, когда оно достигло $0''.425$ или 13.2 метра ¹⁾. Профессоръ Milne высказалъ предположеніе, что между колебаніемъ полюса и числомъ землетрясеній существуетъ связь:

¹⁾ Bulletin de la société astronomique de France. Septembre, 1904.

Годы.	Число землетрясеній.	Перемѣщеніе полюса.
1897	47	1".07
1898	50	1 .03
1902	29	0 .97
1896	18	0 .91
1899	27	0 .72
1895	9	0 .55
1901	22	0 .53
1900	17	0 .32.

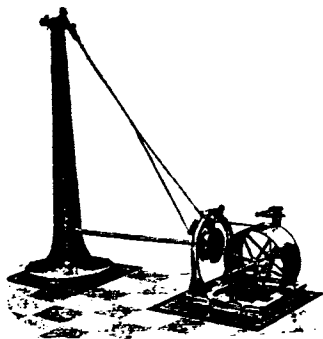
Сейсмическія движенія. Происходятъ ли измѣненія силъ магнитныхъ и силъ тяжести во времени? Относительно магнитныхъ силъ мы уже давно имѣемъ утвердительный отвѣтъ. Направленіе и величина магнитныхъ силъ претерпѣваютъ постоянныя измѣненія, которыя записываются на нашихъ магнитныхъ обсерваторіяхъ при помощи варіаціонныхъ приборовъ. Одна группа этихъ измѣненій имѣетъ характеръ періодичности (суточные, годовыя); ко второй группѣ относятся временныя и сложныя измѣненія—магнитныя бури или аномаліи во времени, сопровождающіяся полнымъ, такъ сказать, потрясеніемъ магнитно-электрической энергіи земли (полярныя сіянія, земные токи). Есть основаніе предполагать, что эти магнитно-электрическія бури являются отраженіемъ, неизвѣстныхъ намъ пока, пертурбацій въ космосѣ и, въ частности, въ жизнедѣятельности солнца.

Существуютъ-ли аналогичныя измѣненія или варіаціи въ направленіи и силѣ тяжести? Теоретически говоря, эти варіаціи должны существовать. Если даже допустить, что внутреннія массы сами по себѣ неподвижны, то направленіе и величина равнодѣйствующей силы тяготѣнія въ каждой данной точкѣ будетъ измѣняться при измѣненіи разстоянія и положенія земли относительно небесныхъ свѣтилъ, при приближеніи метеорныхъ потоковъ, а также, вслѣдствіе приливныхъ деформацій, которымъ подвергается вся наша планета въ ея цѣломъ. Правда, что эти варіаціи крайне незначительны, а потому измѣреніе ихъ требуетъ огромнаго напряженія наблюдательной техники. Весьма вѣроятно, что астрономическія обсерваторіи со временемъ будутъ снабжены своего рода варіаціонными приборами тяжести

для приведенія всѣхъ своихъ наблюдений въ известной epochѣ, какъ теперь мы приводимъ магнитныя измѣренія при помощи магнитныхъ варіаціонныхъ приборовъ. Но вопросъ о регистрированіи варіацій направленія тяжести осложняется тѣмъ, что всѣ наши измѣрительные инструменты связаны съ землею, а слѣдовательно, подвергаются измѣненіямъ, зависящимъ отъ колебаній земной коры. Земная кора, какъ известно, испытываетъ, особенно въ известныхъ мѣстностяхъ, колебанія, толчки, перемѣщенія по горизонтальному и вертикальному направленіямъ (сейсмическія явленія). Изъ нѣкоторыхъ очаговъ эти колебанія передаются иногда на значительныя разстоянія. Въ ходѣ этихъ колебаній замѣчается нерѣдко, своего рода, сейсмическая инерція. Разъ вызванныя колебанія почвы поддерживаются съ перерывами нерѣдко цѣлые дни и мѣсяцы, какъ результатъ своего рода упругаго послѣдствія. Такъ, сейсмическія движенія въ Андалузій началась въ декабрѣ 1884 г., а окончились въ апрѣлѣ 1885 г. Сейсмы въ Кротіи начались въ 1880 г. и продолжались съ перерывами до 1885 г. Землетрясенія въ Фокидѣ въ 1870 г. длились $3\frac{1}{2}$ года; у эпицентра произошло отъ 500.000 до 750.000 сотрясеній; въ мѣстечкѣ Монтаія яйцо, находившееся на металлической пластинкѣ, не переставая, дрожало въ теченіе 3-хъ мѣсяцевъ. Эти видимыя колебанія почвы, — макроколебанія, — раздѣлены другъ отъ друга періодами кажущагося затишья; кромѣ того, они ограничиваются известными районами. По мѣрѣ того, какъ расширяется сѣть наблюдательныхъ сейсмическихъ станцій, обнаруживается тотъ фактъ, что колебанія почвы въ дѣйствительности случаются гораздо чаще, чѣмъ это прежде думали. Напримѣръ, на пространствѣ Австро-Венгріи, въ теченіе 1897 года, отмѣчено 203 дня съ землетрясеніями. Когда явилось въ землевѣдѣніи стремленіе къ изученію остаточныхъ явленій и микроявленій, то естественно возникъ вопросъ, насколько абсолютно прочна и устойчива земная кора. Въ этомъ отношеніи намѣчены первоначально отдѣльные факты. Такъ, Plantamour въ Женевѣ, изъ наблюдений надъ перемѣщеніемъ пузырьковъ двухъ прочно установленныхъ уровней, констатировалъ суточные и годовыя микроколебанія почвы. Трудями Rossi, Bertelli, Milne'a и другихъ организована была въ Италіи и Японіи цѣлая сѣть геодинамическихъ станцій, зорко слѣдящихъ за жизнеспособностью земной коры. Въ послѣднее время, по ини-

ціативъ Реберъ-Пашвича, во многихъ пунктахъ, установлены для этой цѣли, такъ называемые, горизонтальные маятники, отличающіеся крайней чувствительностью. Помощью луча свѣта, брошеннаго на зеркальце прибора и отраженнаго на свѣточувствительную бумагу, наложенную на движущемся барабанѣ, маятникъ отмѣчаетъ малѣйшія измѣненія въ относительномъ положеніи оси прибора и отвѣсной линіи, а, слѣдовательно, записываетъ, какъ колебанія отвѣсной линіи, такъ и колебанія почвы. Такіе маятники установлены въ Россіи Е. В. Кортацци въ Николаевѣ, профессоромъ Левицкимъ въ Харьковѣ и Юрьевѣ, профессоромъ Лейстомъ въ Москвѣ и, въ послѣднее время, въ Одессѣ.

Горизонтальный маятникъ. Идея горизонтальнаго маятника весьма проста. Къ вертикальной оси подвѣшенъ треугольникъ, составленный изъ легкихъ трубокъ, такъ что онъ, съ весьма малымъ треніемъ, можетъ качаться около этой оси. Если ось вполне вертикальна, то треугольникъ сохраняетъ безразличное равновѣсіе; но если ось вращенія составляетъ хотя бы весьма малый уголъ съ вертикальнымъ направлениемъ, то маятникъ приметъ опредѣленное положеніе равновѣсія; центръ его тяжести расположится въ плоскости, проходящей черезъ ось вращенія и вертикальную линію. Малѣйшія боковыя колебанія вертикальнаго направленія влекутъ за собой измѣненіе въ положеніи равновѣсія маятника и его вершинная точка перемѣщается. Приборъ, при соотвѣтствующемъ положеніи его частей,

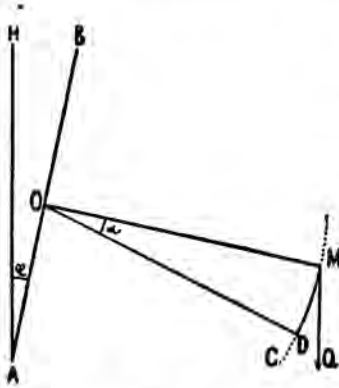


Фиг. 33.

можетъ отмѣтить измѣненіе въ положеніи отвѣсной линіи въ $0''.001$. Наблюдать можно непосредственно по способу Roggen-dorf'a, т. е. при помощи трубы со шкалой; можно также заставить приборъ записывать или фотографическимъ или механическимъ путемъ. Фигура 33-я представляетъ горизонтальный маятникъ въ той формѣ, въ какой его изготовляетъ механикъ Bosch въ Страсбургѣ (тяжелый страсбургскій маятникъ). Пусть (фиг. 34). *A* и *B* суть точки при-

бургскій маятникъ). Пусть (фиг. 34). *A* и *B* суть точки при-

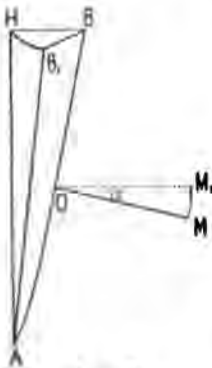
вѣса маятника; M —центр тяжести всей подвижной части маятника, AH —вертикаль, проходящая через нижнюю точку привѣса, φ —уголъ HAB . При вращеніи маятника точка M описываетъ окружность круга, перпендикулярнаго къ оси AB .



Фиг. 34.

Проекція силы тяжести Q на плоскость этого круга равна $Q \sin \varphi$. Эта слагающая силы тяжести будетъ уравновѣшена сопротивленіемъ оси только для такихъ положеній точки M , при которыхъ она находится въ плоскости HAB . Если вывести точку M изъ плоскости HAB на уголь α , то сила, возвращающая ее въ первоначальное положеніе равновѣсія, равна $Q \sin \varphi \sin \alpha$; такъ какъ верхняя точка подвѣса можетъ быть перемѣщаема, то уголь φ , а вмѣстѣ съ тѣмъ и чувствительность маятника къ постороннимъ вліяніямъ можетъ быть строго регулируема. Дѣлая φ достаточно малымъ, мы получимъ, что самая незначительная сила x , дѣйствующая на точку M (притяженіе луной), способна отклонить маятникъ на значительный уголь α , опредѣляемы уравненіемъ $x = Q \sin \varphi \sin \alpha$, гдѣ x есть искомая сила, направленная перпендикулярно къ плоскости QMO .

Чтобы опредѣлить уголь φ , заставляютъ маятникъ качаться. Такъ какъ направляющая сила тяжести для качаній этого маятника есть $Q \sin \varphi$, то время колебанія $T = \pi \sqrt{\frac{K}{Q \sin \varphi}}$, гдѣ K —моментъ инерціи маятника относительно оси подвѣса. K можетъ быть опредѣлено (приблизительно), наблюдая качанія того же маятника въ вертикальной плоскости. Пусть (фиг. 35) вертикаль изъ AH перейдетъ въ AB_1 ; обозначимъ двугранный уголь HBB_1 черезъ δ . Тогда точка M перейдетъ въ M_1 , гдѣ уголь MOM_1 также равенъ δ . Дуга $MM_1 = \delta \cdot OM$.



Фиг. 35.

$$\delta = \frac{HB_1}{BH} = \frac{HB_1}{AB \sin \varphi}$$

Такимъ образомъ:

$$MM_1 = \frac{HB_1 \cdot OM}{AB \cdot \sin \varphi},$$

но $\frac{HB_1}{AB} = \text{приблизительно} = \sin HAB_1 = \sin \psi,$

гдѣ ψ уголъ между прежней и новой вертикалью.

Отсюда $MM_1 = \sin \psi \frac{OM}{\sin \varphi}$

Для вашего аппарата OM приблизит. = 750 мм. Благодаря увеличительному аппарату прибора величину MM_1 въ $\frac{1}{20}$ мм. еще очень легко измѣрить (перо при этомъ перемѣстится на $\frac{1}{2}$ мм.). Если положить $\varphi = 5^\circ$, то уклоненіе вертикали въ $1''$ дуги будетъ легко замѣтно. (Выводъ этотъ принадлежитъ М. А. Аганину).

Наблюденія показали, что даже въ періоды кажущагося сейсмическаго затишья, въ районахъ далекихъ отъ сейсмическихъ областей, маятники находятся въ постоянномъ движеніи. Почва наша, слѣдовательно, не представляетъ абсолютно неподвижнаго основанія. Линія, нормальная къ земной поверхности въ данной точкѣ, описываетъ въ пространствѣ извѣстную поверхность. Разбираясь въ этихъ сложныхъ движеніяхъ, можно подмѣтить нѣкоторую законность и причинность:

1) Суточные и годовыя микроколебанія, зависящія отъ тепловаго дѣйствія солнца на земную кору.

2) Совершенно ясныя полусуточные колебанія, обусловленные дѣйствіемъ луны.

3) Земная кора изгибается подъ вліяніемъ измѣненій давления и весьма чувствительна къ ударамъ вѣтра.

4) Существуетъ особый родъ движеній—пульсаціи. Но фотографмахъ эти колебанія представляются въ видѣ короткихъ, не всегда симметричныхъ, волнъ. Иногда онѣ видимы только подъ микроскопомъ. Лишь рѣдко амплитуды ихъ достигаютъ нѣсколькихъ миллиметровъ. Періоды ихъ измѣняются отъ 3—5'' до нѣсколькихъ минутъ. Причины этихъ пульсацій пока не выяснены.

5) Наблюдаютъ, наконецъ, сейсмическія бури разнообразнаго характера, которыя продолжаются иногда цѣлые часы. Особеннаго вниманія заслуживаетъ чуткость горизонтальных маятниковъ къ отдѣльнымъ землетрясеніямъ. Землетрясенія центральной Азіи, Японіи, Южной Америки посылаютъ сейсмическія волны, отмѣчаемыя маятниками Европы, по записямъ которыхъ можно опредѣлять скорость распространенія сейсмическихъ волнъ въ земной корѣ. Отъ 4 августа 1893 г. по 4 августа 1894 г. въ Харьковѣ отмѣчено 124 землетрясенія. Въ теченіе 1897 г. маятникъ въ Юрьевѣ не работалъ 43 дня. Въ остальные дни 1897 года записано 80 землетрясеній. Особенно сильное наблюдалось 12 іюня и очагъ его находился въ Индіи.

Итакъ, земная кора не сохраняетъ неподвижности; она изгибается отъ дѣйствія давленія и вѣтра, деформируется отъ притягательнаго дѣйствія луны, пульсируетъ; она дрожитъ вслѣдствіе своей эластичности отъ дѣйствія отдаленныхъ землетрясеній.

Средняя плотность земли. Въ связи съ вопросомъ о матеріальномъ взаимодействіи отдѣльныхъ массъ, составляющихъ землю, находится также вопросъ о *средней плотности земли*. Въ настоящее время, съ значительной точностью, опредѣлена средняя плотность земного сфероида, взятаго въ его цѣломъ. Примѣнены были различныя, независимыя другъ отъ друга, методы: сравненіе притяженія земли съ притяженіемъ горы, качанія маятника на вершинѣ горы и у подошвы, качаніе маятника на поверхности земли и на днѣ шахты, методъ крутильных вѣсовъ, обыкновенное взвѣшиваніе на двухъ высотахъ и при дѣйствіи значительныхъ свинцовыхъ массъ, качаніе маятника между двумя массами желѣза. Эти методы, особенно въ послѣднее время, дали весьма близкіе результаты¹⁾. Можно принять, согласно Helmholtz'у, что средняя плотность земли равна 5.60. Сопоставимъ нѣкоторые результаты:

Maskelyne-Hutton	4.7	Cavendish	5.48
James	5.32	Reich (I)	5.49

¹⁾ Knopf. Ueber die Methoden zur Bestimmung der mittleren Dichtigkeit der Erde. Jena. Подробная литература указана также у Günther'a «Lehrbuch der Geophysik».

Reich (II)	5.58	Jolly	5.692
Baily	5.67	Wilsing	5.594
Airy-Haugton	5.48	Wilsing	5.579
Cornu-Baille	5.56	Poynting	5.4934
Mendenhall	5.77	Sterneck	5.77

Такъ какъ плотность коры земной равна приблизительно 2.5—2.8, то плотность земли къ центру должна возрастать; но истинный законъ этого возрастанія неизвѣстенъ. Вопросъ можемъ рѣшить только теоретически, сдѣлавъ извѣстные допущенія. На основаніи, напримѣръ, изысканій Stapff'a, плотность отъ поверхности, гдѣ она равна 2.792, увеличивается сначала быстро; на разстояніи 0.3 радіуса она равна 6.46; далѣе приращеніе замедляется и въ центрѣ земли плотность достигаетъ 8.375¹⁾. Близкіе къ этому выводы получилъ Lipschitz:

	Stapff.	Lipschitz.
поверхность земли	2.792	2.5
На разстояніи 0.1 радіуса отъ поверхности .	4.305	4.0
» » 0.2 » » » .	5.517	5.4
» » 0.3 » » » .	6.460	6.5
» » 0.9 » » » .	8.369	9.4
» » 1.0 » » » .	8.375	9.45

Sterneck далъ другую формулу, а именно плотность d на глубинѣ x :

$$d = 15.136 - 12.512x.$$

На этомъ основаніи, плотность возрастаетъ отъ 2.624 (на поверхности) до 15.136 (въ центрѣ земли).

Предполагаемое давленіе на различныхъ глубинахъ. Съ глубиною увеличивается также давленіе, которое испытываютъ слои земли. По Lipschitz'у, давленіе въ атмосферахъ на различныхъ глубинахъ слѣдующее:

¹⁾ Stapff. Ueber die Zunahme der Dichtigkeit der Erde nach ihren Inneren. Verhandlungen d. Physikal. Gesellschaft zu Berlin. Jahrgang II, № 8, s. 790.

на поверхности земли	1
› глубинѣ 0.1 радиуса	425000
› › 0.2 ›	1040000
› › 0.3 ›	1800000
› › 0.4 ›	2615000
› › 0.5 ›	3440000
› › 0.6 ›	4200000
› › 0.7 ›	4840000
› › 0.8 ›	5390000
› › 0.9 ›	5610000
› › 1.0 ›	5720000

Общая черта лица земли. Придерживаясь гипотезы Канта и Лапласа, мы можем сказать, что земля наша отделилась некогда от центральной массы, сохранивъ значительный запас тепловой энергии. Медленно и постепенно шелъ процесс ея остыванія. Образовавшаяся, въ известной стадіи охлажденія, твердая кора не могла сохранить равновѣсія подъ напоромъ внутреннихъ силъ. Подземныя динамическія силы проявляли время отъ времени, свою дѣятельность, производя разрывъ коры, выходъ расплавленныхъ породъ на дневную поверхность земли, перемѣщеніе частей коры по вертикальному направленію. Тогда же намѣтились очертанія тѣхъ поднятій, которыя образовали материки и тѣхъ главныхъ впадинъ, которыя нынѣ заняты океанами. Наука имѣетъ основаніе предполагать, что материки и океаны являются первозданными и первоначальными формами рельефа. Съ теченіемъ времени, геологическая жизнь нашей планеты подвинулась, но работа подземныхъ силъ продолжалась и дальше. Подъ дѣйствіемъ этихъ силъ пласты измѣняли свое положеніе; нѣкоторые сдвигались по горизонтальному направленію, другіе были выдвинуты вертикально; третьи приходили въ наклонное положеніе. Если пласты претерпѣвали боковое давленіе, то они образовали складки. Совокупность всѣхъ этихъ измѣненій геологи называютъ дислокаціями. Продукты изверженій образовали цѣлые конусы. Къ указанному основному источнику энергии прибавились новые дѣятели: вода, атмосфера и органическая жизнь. Вода въ одномъ мѣстѣ производила размывы материково-го рельефа (денудация), въ другомъ — отложеніе размываго

материала. Атмосфера способствовала выветриванию породъ, образованію песчаныхъ холмовъ. Органическая жизнь, какъ напримеръ, жизнь коралловъ, воздвигала цѣлые коралловые острова. Всѣ эти указанные дѣятеля создали тотъ наружный видъ земли, тотъ ея рельефъ, который мы называемъ *лицомъ* земли. Всѣ указанные дѣятеля продолжаютъ свою работу и понынѣ, а потому ликъ земли продолжаетъ измѣняться, хотя весьма медленно, и до настоящаго времени. Исходя изъ той мысли, что всѣ явленія въ природѣ совершаются по извѣстнымъ законамъ, географы давно уже пытались подмѣтить въ строеніи земного рельефа такія черты, которыя бы могли привести къ открытію общихъ законовъ образованія лика земли. Нѣкоторыя особенности дѣйствительно подмѣчены и названы *географическими законами*. Но приходится сознаться, что изученіе гомологій, въ связи съ жизнью нашей планеты, еще мало подвинуто.

Ограничимся обзорѣмъ современнаго лика земли лишь въ самыхъ общихъ чертахъ. Почти три четверти земной поверхности покрыты водой. Въ настоящее время, мы не можемъ точно вычислить пространство, занятое сушей и водой, такъ какъ околуполлярныя страны, особенно антарктическаго пояса, намъ совершенно неизвѣстны. Крайняя точка на сѣверѣ, до которой человѣку удалось проникнуть, лежитъ подъ $87^{\circ} 6'$ (R. E. Peary)¹⁾, а въ южномъ полушаріи подъ $78^{\circ} 50'$ ю. ш.²⁾ Высказано было мнѣніе, что на сѣверномъ полюсѣ находится обширное море; различныя косвенныя соображенія заставляютъ предполагать существованіе антарктическаго материка около южнаго полюса. Вообще можно считать, что пространство, совершенно неизвѣстное намъ до настоящаго времени, составитъ 5.8% (по Toulet)

¹⁾ За послѣдніе 30 лѣтъ удалось приблизиться къ полюсу на $3^{\circ} 46'$, какъ видно изъ слѣдующаго:

въ 1876 г. Nares достигъ . . .	$83^{\circ} 20'$	с. ш.
» 1862 г. Greely » . . .	83	24 »
» 1896 г. Nansen » . . .	86	14 »
» 1900 г. герц. Abrucce достигъ	86	34 »
» 1906 г. Peary достигъ . . .	87	6 »

Bulletin de la société astronomique de France. Février 1907, p. 102.

²⁾ Энциклопедія «Southern Cross. Bulletin de la société de Géographie de Marseille», 1905, T. XXIX, № 4, p. 449.

всей земной поверхности. По вычисленію Wagner'a, суша и вода занимаютъ слѣдующее пространство, выраженное въ квадратныхъ километрахъ:

вода . . .	365501000	кв. километра,
суша . . .	144449000	» » ;
всего . . .	509950000	» » ;

т. е. на долю воды приходится 71.7%, а на долю суши 28.3%; отношеніе 2.6:1. Но суша распределена неравномерно по полушаріямъ. Суша составляетъ

въ сѣверномъ полушаріи 40%	всей поверхности сѣверн. полуш.
» южномъ » 17	» южн. »
» восточномъ » 35	» восточн. »
» западномъ » 20	» западн. »

Еще нагляднѣе можно видѣть распределеніе суши и воды по широтамъ изъ слѣдующей таблицы, показывающей количество воды въ процентахъ для различныхъ поясовъ:

Широта	Широта
70°—80° с. ш. . . 71.2%	0°—10° с. ш. . . 77.2%
60 —70 » . . 28.6	0 —10 ю. ш. . . 76.4
50 —60 » . . 43.1	10 —20 » . . 77.9
40 —50 » . . 47.7	20 —30 » . . 76.9
30 —40 » . . 57.2	30 —40 » . . 88.6
20 —30 » . . 62.4	40 —50 » . . 96.8
10 —20 » . . 73.7	50 —60 » . . 99.2

Изъ таблицы этой можно видѣть, что наименьшее количество воды находится въ поясъ, лежащемъ между 60° и 70° с. ш., и непрерывно возрастаетъ къ югу, такъ что поясъ 50°—60° ю. ш. почти весь лежитъ на водѣ. Контрастъ между двумя этими полушаріями будетъ еще рѣзче, если мы за полюсъ земли примемъ точку, лежащую подъ 48° с. ш. и 1° 5' западной долготы отъ Парижа (департаментъ Эры и Лоары); антиподъ этой точки находится въ Новой Зеландіи. Въ этомъ случаѣ, отношеніе между сушей и водой въ полушаріи, имѣющемъ полюсъ во Франціи, равно 1:1.1, а въ противоположномъ—1:8.5. Вообще, слѣдовательно, вся суша сдвинута какъ бы въ сторону одного

полушарія, гдѣ она образуетъ материковое кольцо, окаймляющее сѣверный полюсъ и обращенное къ нему своими низменными частями. Наиболѣе выдвинутыя точки этого кольца лежатъ

въ Европѣ подъ $71^{\circ} 10'$ с. ш.,
 › Азіи › $77^{\circ} 42'$ › ,
 › Америкѣ › $71^{\circ} 50'$ › .

Наиболѣе высокія точки этого кольца лежатъ въ тропическомъ поясѣ или вблизи него. Къ югу, кольцо оканчивается клинообразно, выдаваясь

въ Африкѣ до $34^{\circ} 51'$ ю. ш.,
 › Австраліи › $43^{\circ} 40'$ › ,
 › Америкѣ › $56^{\circ} 0'$ › .

Эта клинообразная форма повторяется даже въ отдѣльныхъ, болѣе мелкихъ, частяхъ суши (Индостанъ, Индокитай, Камчатка, Калифорнія, Флорида). Работа динамическихъ силъ выразилась, прежде всего, въ томъ, что какъ будто выдвинула три волны, три гребня суши: Европа съ Африкой, Азія съ Австраліей и Сѣв. Америка съ Южной Америкой. Каждый изъ сѣверныхъ материковъ соединенъ съ каждымъ изъ южныхъ перешейкомъ (Суэцкій, Панамскій). Мостомъ, связующимъ Азію съ Австраліей, является рядъ острововъ, лежащихъ между этими материками и составляющихъ остатки нѣкогда бывшаго здѣсь материка. Европа рѣзко отдѣлена отъ Азіи Западно-Сибирской низменностью. По мнѣнію геологовъ, въ силлурійскую и девонскую эпохи здѣсь находился обширный водный бассейнъ, далеко простиравшійся къ югу. Связь между Сѣверной и Южной Америкой установилась въ болѣе недавнія времена, на что указываетъ сходство фауны Тихаго и Атлантическаго океановъ въ частяхъ, прилегающихъ къ Панамскому перешейку. Связь между Европой и Африкой видна изъ сродства фауны сѣверной Африки и южной Европы. Гибралтарскій проливъ сравнительно недавного происхожденія. Между Тунисомъ и Сициліей существуетъ весьма мелкое море, раздѣляющее водоемъ Средиземнаго моря на два глубокихъ бассейна. Бросается въ глаза еще одна особенность въ строеніи трехъ материковыхъ гребней. Южныя части ихъ сдвинуты къ востоку, по отношенію къ сѣвернымъ. Другими словами, силы, принявшія участіе въ построеніи лица земли, стре-

мились выдвинуть сушу къ сѣверному полюсу, повернувъ сѣверныя ея части справа налѣво. Сѣверныя и южныя части материковыхъ гребней раздѣлены замѣчательнымъ поясомъ разлома (фиг. 36). Поясъ этотъ проходитъ черезъ Востъ-Индію, Средиземное море, Малайскій Архипелагъ. Вдоль этого пояса расположены значительныя океаническія глубины, глубокія внутреннія моря (Средиземное море); онъ характеризуется также интенсивной вулканической дѣятельностью. Другое такое кольцо



Фиг. 36.

оглабляетъ Тихій океанъ, и его окружность также усѣяна рядомъ наиболее значительныхъ вулкановъ. Въ мѣстахъ пересѣченія этихъ двухъ поясовъ расположены настоящіе вулканическіе очаги (вулканы центральной Америки и вулканы Зондскихъ острововъ).

Въ противоположность материковому кольцу сѣвернаго полушарія можно указать водное кольцо, окружающее предполагаемый антарктическій материкъ. Отъ этого кольца выдаются къ сѣверу три рукава; Атлантическій, Тихій и Индійскій океаны.

Кромѣ этихъ главныхъ чертъ можно указать еще и болѣе мелкія особенности, а именно: 1) у юго-восточныхъ береговъ материковъ находится островъ или группа острововъ: Мадагаскаръ, Цейлонъ, Зондскій архипелагъ, Вестъ-Индскіе острова, Огненная земля, Тасманія и др.; 2) съ западной стороны материковъ можно видѣть заливы, болѣе или менѣе глубоко вдающіеся въ сушу: Балтійское море, Средиземное, Гвинейскій заливъ; 3) Атлантическій океанъ представляетъ какъ бы огромную рѣку, ограниченную съ востока и запада почти параллельными берегами; даже подводный гребень, идущій посрединѣ этого океана, слѣдуетъ, какъ увидимъ далѣе, вдоль направленія береговъ Старога и Новаго свѣта; 4) если снять съ глобуса изображеніе материковъ и, сохраняя ихъ относительное положеніе, расправить на плоскости такъ, чтобы они были возможно меньше деформированы, то увидимъ (Фиг. 37), что поясъ континентовъ



Фиг. 37.

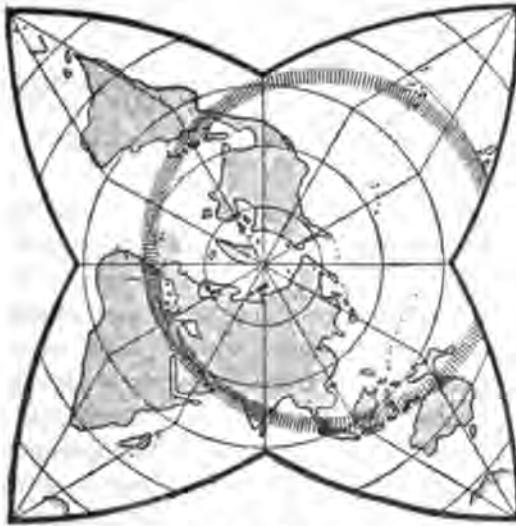
расположенъ въ видѣ непрерывной линіи. Этотъ поясъ раздѣляетъ всѣ водныя поверхности на двѣ части: Тихій и Атлантическій океаны. Оба океана лишь въ двухъ мѣстахъ обладаютъ широкими и глубокими соединеніями. Побережья рѣзко отличаются другъ отъ друга. Побережье Тихаго океана весьма богато складчатыми горными кряжами, а Атлантическаго — сбросами. Направленіе береговъ Тихаго океана зависятъ отъ на-

правленія горныхъ кражей, а на противоположныхъ берегахъ эта зависимость незамѣтна. Это берегъ дисъюнктивный. Въ складчатые кряжи образуютъ основной стволъ съ развѣтвленіями съ правой стороны.

Гипотеза Грина. Выше мы сказали, что изученіе географическихъ гомологій должно дать указанія или, по крайней мѣрѣ, намеки, на законы образованія лива земли. Такое обобщеніе наблюденныхъ фактовъ стремится дать гипотеза Грина.

Существуетъ кристаллическая форма, называемая гексатетраэдромъ. Чтобы составить эту форму, возьмемъ тетраэдръ и каждую треугольную грань его замѣнимъ шестиугольной, и на каждой изъ нихъ построимъ шестиугольную пирамиду съ мало выдвигающеюся вершиной. Если, вмѣсто прямолинейныхъ реберъ и плоскихъ граней, вообразимъ криволинейныя ребра и выпуклыя грани, то получимъ гексатетраэдръ съ кривыми гранями. У него также четыре выдающіяся вершины, соответствующія вершинамъ тетраэдра. По опытамъ Лаллемана, такую форму принимаютъ каучуковые шары при осторожномъ выпусканіи изъ нихъ воздуха. Земная кора, при охлажденіи внутренней массы, сокращалась и, по мнѣнію Грина, должна была принять форму гексатетраэдра, ось вращенія котораго совпадаетъ съ осью тетраэдра. Если бы съ земли снять жидкую оболочку, то она представила бы фигуру, сходную съ гексатетраэдромъ. При этомъ преобразованіи, въ сѣверномъ полушаріи должно было обнаружиться три симметричныхъ выступа суши съ воднымъ центромъ на полюсѣ; четвертый материковый выступъ долженъ явиться на южномъ полюсѣ. Расходясь и оканчиваясь заостреніями, они должны были дать мѣсто огромному скопленію водъ, образующихъ океаны. Такимъ образомъ, на земной поверхности должно образоваться четыре выступающихъ части: Европа съ Африкой, Азія съ Австраліей, обѣ Америки и предполагаемая Антарктика. Особенно выдаются сѣверныя части этихъ трехъ континентальныхъ паръ, которыя, вмѣстѣ съ подводными возвышенностями, соединяющими Старый и Новый свѣтъ, и составляютъ основу того материковаго кольца, которое окружаетъ сѣверный полюсъ. При переходѣ земной коры изъ шарообразной въ гексатетраэдрическую, три ея меридіональныя части выдались, т. е. удалились отъ оси вращенія; а часть коры между ними и Антарктикой опустилась, т. е. приблизилась къ оси вра-

щенія. Выдавшіяся части первой половины, стремясь сохранить прежнюю скорость вращенія, должны были отставать отъ общаго движенія земли; части второй половины, напротивъ того, получили стремленіе опережать движеніе земли съ запада на востокъ; вслѣдствіе этого, должно было произойти крученіе земли; южныя части материковъ оказались одвинутыми къ востоку по отношенію къ сѣвернымъ, и вблизи экватора явился поясъ разлома. Основная идея Грина хорошо совпадаетъ съ дѣйствительнымъ распредѣленіемъ материковъ, какъ это можно видѣть изъ чер-



Фиг. 38.

тежа 38-го, представляющаго карту земли въ Штейнгаузерской звѣздной проеціи. Съ точки зрѣнія этой гипотезы, материки должны были намѣтаться, какъ первоначальныя формы рельефа земли, на самыхъ равнинхъ стадіяхъ ея жизни. Кроме того, сѣверныя части материковъ должны быть выдвинуты сильнѣе южныхъ по отношенію къ поверхности океановъ.

Гипсометрическія ступени. Дѣйствитель-

ный рельефъ земной поверхности представляетъ рядъ ступеней, постепенно поднимающихся отъ низшаго до высшаго предѣла, съ явнымъ преобладаніемъ среднихъ ступеней. По Wagner'у, можно различить слѣдующія террасы: 1) *Кульминаціонная поверхность*, занимающая 6%; въ этой поверхности принадлежатъ высоты, превышающія 1000 метровъ надъ уровнемъ моря; средняя ихъ высота 2200 метровъ надъ уровнемъ моря. 2) *Континентальное плато* (28.3%) высотой отъ 1000 до 200 метровъ и средней высотой 250 метровъ. 3) *Континентальное паденіе* (9%); высота отъ 200 метровъ надъ уровнемъ моря до 2300 метровъ подъ уровнемъ моря; средняя глубина 1300 метровъ. 4) *Океа-*

ническое плато (53.7%) отъ 2300 до 5000 метровъ подъ уровнемъ моря; средняя глубина 4100 метровъ. 5) *Океаническая депрессія* (3%), лежащая ниже 5000 метровъ; средняя глубина 6000 метровъ. Если бы сравнить всѣ неровности земного рельефа, то полученный средний уровень лежалъ бы на глубинѣ 2300 метровъ подъ уровнемъ моря; средняя же высота континентовъ равна 700 метровъ. Общая поверхность земли занимаетъ 510 миллионовъ квадратныхъ километровъ. Изъ нихъ извѣстны 489 миллионовъ; остаются совершенно недоступными 21 миллионъ (около 6%). Мы указали раньше, что въ сѣверномъ полушаріи удалось достигнуть 87° 6' с. ш., а въ южномъ — 78° 50' ю. ш. Это крайнія широты достигнутыя человѣкомъ.

Нѣкоторыя части суши лежатъ ниже средняго уровня моря :

Арало-Каспійская впадина на	26 м.,
Тиверіадское озеро	» 208 » ,
Мертвое море (поверхность)	» 394 » ,
Мертвое море (дно)	» 800 » .

Океаны и ихъ протяженіе. Воды, омывающія материки и покрывающія три четверти всей земной поверхности, составляютъ *всемірный океанъ*. Части океана, болѣе или менѣе глубоко врызывающіяся въ сушу, называются *морями*. Существуетъ извѣстная классификація океановъ. Лондонское географическое общество установило общепринятую нынѣ номенклатуру частей океановъ : 1) Атлантическій, 2) Тихій, 3) Индійскій, 4) Арктическій и 5) Антарктическій. Установлены, вмѣстѣ съ тѣмъ, такъ называемыя, официальные границы океановъ :

1) Атлантическій — сѣверный и южный полярные круги, меридіаны мыса Горна и мыса Игольнаго.

2) Тихій — Беринговъ проливъ, южный полярный кругъ, меридіаны мыса Горна и южной оконечности Тасманіи.

3) Индійскій — южный полярный кругъ и меридіаны мыса Игольнаго и южной оконечности Тасманіи.

4) Арктическій — внутри сѣвернаго полярнаго круга.

5) Антарктическій — внутри южнаго полярнаго круга.

Но эта классификація имѣетъ характеръ искусственнаго построенія и не связана съ морфологическими особенностями океановъ и омываемой ими суши. Крюммель, въ основу своей

классификаціи, владеть систему теченій и другія физическія данныя, и, на этомъ основаніи, предлагаетъ раздѣлить моря на самостоятельныя и несамостоятельныя. Къ самостоятельнымъ онъ относитъ тѣ, которыя имѣютъ собственную систему теченій; таковы Атлантическій, Тихій и Индійскій океаны. Къ несамостоятельнымъ онъ относитъ тѣ, физическія свойства которыхъ зависятъ отъ океановъ, благодаря болѣе или менѣе широкому сообщенію съ послѣдними. Несамостоятельныя моря, въ свою очередь, подраздѣляются на:

1) *внутреннія*: а) съ однимъ выходомъ въ океанъ (Средиземное, Красное, Балтійское, Персидскій заливъ); б) со многими выходами (Карибское и Мексиканское) в) съ *однимъ* выходомъ по одной и со многими по другой сторонѣ (сѣверное полярное); д) со многими выходами на обѣихъ сторонахъ (Австраліи-Азіатское).

2) *окраинныя* или *прибрежныя*: а) мелкія и новѣйшаго геологическаго происхожденія (Нѣмецкое, Англійскій каналъ и Ирландское море, Восточно-Китайское и Печилійскій заливъ) и б) глубокія моря (Японское, Охотское, Берингово, заливъ Св. Лаврентія).

Антарктическій океанъ, какъ мало извѣстный, вовсе не принятъ во вниманіе.

Если придерживаться официальныхъ границъ, то, по численію Wagner'a, протяженіе различныхъ океановъ, въ тысячахъ километровъ, выразится слѣдующими числами:

Тихій океанъ съ морями	175464	тыс. квадр. килом.,
Атлантическій океанъ съ морями .	90136	» » » ,
Индійскій » » » .	74175	» » » ,
С.-Ледовитый » » » .	12796	» » » ,
Ю.-Ледовитый » » » .	12930	» » » .
	<hr/>	
	365501	» » »

Принимая поверхность Тихаго океана за единицу, получимъ:

Тихій океанъ	1.00,
Атлантическій океанъ .	0.51,
Индійскій » .	0.42,
С.-Ледовитый » .	0.07,
Ю.-Ледовитый » .	0.07 (?).

Если же за единицу принять поверхность всемірнаго океана, то :

Тихій океанъ составитъ	0.48	всей поверхности
Атлантическій океанъ составитъ .	0.25	» »
Индійскій » » .	0.20	» »
С.-Ледовитый » » .	0.03	» »
Ю.-Ледовитый » » .	0.03(?)	» »

Сопоставимъ съ этимъ числа для поверхности различныхъ частей суши въ тысячахъ квадратныхъ километровъ :

	Материкъ.	Острова.	Общес.
Европа	9219	787	10006
Азія	41480	2701	44181
Африка	29205	617	29822
Австралія	7601	1297	8898
С.-Америка	19982	4074	24056
Ю.-Америка	17629	154	17783
Полярная область (80°—			
90° с. ш.	619 ?		619
и 60°—90° ю. ш.)	9000 ?		9000
Океаническіе острова .	84		84
Сумма	—	—	144449

Расчлененіе береговой линіи. Суша отдѣляется отъ воды *береговой линіей*. Весьма важное значеніе въ жизни народовъ, въ ихъ взаимныхъ отношеніяхъ, имѣетъ большее или меньшее развитіе береговой линіи. Развитіе или расчлененіе береговой линіи можно опредѣлить, вычисляя, сколько единицъ площади приходится на каждую единицу длины берега. Напримѣръ, если площадь выразить въ квадратныхъ километрахъ, а береговую линію въ километрахъ длины, то на 1 километръ берега приходится квадратныхъ километровъ площади :

въ Европѣ приходится	89	кв. км. на 1 км. берега,
» Азія »	763	» » » » » » ,
» Африкѣ »	1420	» » » » » » ,
» С.-Америкѣ »	407	» » » » » » ,
» Ю.-Америкѣ »	689	» » » » » » ,
» Австраліи »	534	» » » » » » .

Нагель предложил другой способ. Онъ сравниваетъ дѣйствительный обводъ даннаго материка съ обводомъ круга, имѣющаго ту же площадь. Пусть площадь материка равна F , а обводъ его u . Положимъ, что u_1 есть обводъ круга, площадь котораго равна F . Расчлененіемъ материка Нагель называетъ

$$E = \frac{u - u_1}{u} \cdot 100.$$

Обозначимъ черезъ R —радіусъ круга, площадь котораго равна F ; тогда

$$F = \pi R^2; \quad R = \sqrt{\frac{F}{\pi}},$$

$$u_1 = 2\pi R = 2\pi \sqrt{\frac{F}{\pi}},$$

слѣдовательно,

$$E = \frac{u - 2\pi \sqrt{\frac{F}{\pi}}}{u} \cdot 100.$$

На основаніи этой формулы, развитіе береговъ выразится:

Европа	73%	С.-Америка	65%
Азія	65%	Ю.-Америка	33%
Африка	28%	Австралія	31%

Изъ таблицы этой видно, что дѣйствительный обводъ Европы на 73% больше, чѣмъ обводъ круга, имѣющаго такую же площадь, какъ материкъ Европы. Наибольшею изрѣзанностью отличается береговая линія Европы, особенно берега Средиземнаго моря, этой колыбели цивилизаціи. Крюммель вноситъ небольшую поправку въ способъ Нагеля. Онъ предлагаетъ сравнивать обводъ материка съ обводомъ или основаніемъ шароваго сегмента, имѣющаго поверхность равную площади материка. Пользуясь этимъ приемомъ, Крюммель вычислилъ развѣтвленіе береговъ различныхъ океановъ и морей. Приведемъ здѣсь два—три числа:

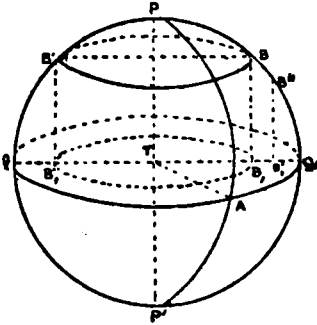
Атлантическій океанъ	45.8%
Индійскій	42.0
Тихій	30.6

Средиземное море	77.0%
Англійскій каналъ и Ирландское море	66.7
Балтійское море	64.4
Японское >	41.1
Нѣмецкое >	28.9

Понятіе о географическихъ проекціяхъ. Точное воспроизведеніе въ маломъ видѣ всѣхъ деталей земного лика можно получить лишь на поверхности, аналогичной съ поверхностью земли, т. е. на поверхности эллипсоида или, въ виду незначительнаго сжатія земли, на поверхности шара. На такомъ шарѣ нужно провести рядъ меридіановъ и параллельныхъ круговъ (географическую сѣтку) и, по соответствующимъ широтамъ и долготамъ, нанести очертанія материковъ, морей и другія подробности. Такое изображеніе земного лика называется *глобусомъ*. На обыкновенномъ глобусѣ, всѣ пункты наносятся въ предположеніи, что они находятся на одной и той же математической поверхности шара, т. е. отнесены къ уровню океана. Существуютъ еще рельефные глобусы, на которыхъ показаны не только относительныя положенія различныхъ точекъ на поверхности шара, но и рельефъ мѣстности, т. е. неровности по вертикальному направленію (горы, впадины и т. п.). Большія удобства, для различнаго рода работъ, представляютъ географическія карты, т. е. изображенія всей земной поверхности, или отдѣльныхъ ея частей, на плоскости. Но поверхность шара нельзя развернуть на плоскости безъ разрывовъ и складокъ; приходится, поэтому, прибѣгать къ искусственнымъ построеніямъ или различнымъ системамъ *географическихъ проекцій*. Основная задача при построеніи картъ заключается въ томъ, чтобы построить на бумагѣ географическую сѣтку, т. е. систему меридіановъ и параллелей. Дальнѣйшая работа сходна съ той, которая примѣняется при построеніи глобуса: на полученной сѣткѣ останется нанести, по широтамъ и долготамъ, основные пункты, а дальнѣйшія детали связать съ основными пунктами топографически. Существуетъ большое разнообразіе проекцій, но ни одна изъ нихъ не даетъ возможности сохранить въ точности изображеніе данной мѣстности. Изложеніе ученія о проекціяхъ выходитъ далеко за предѣлы нашего курса. Ограничимся только указаніемъ общей идеи, лежащей въ основѣ этой части геодезіи.

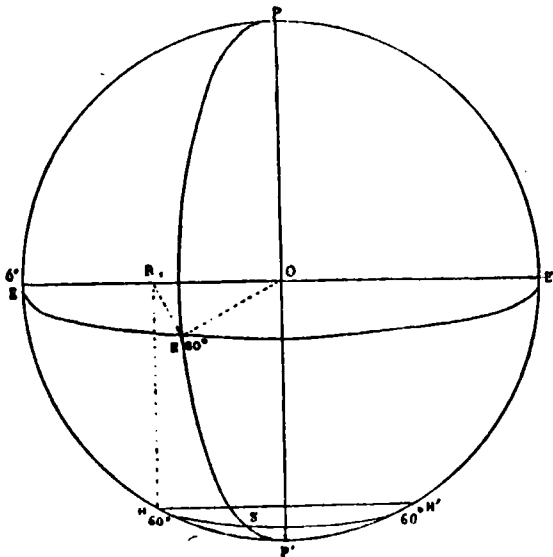
Сущность метода проекцій можно видѣть изъ краткаго обзорѣнія простѣйшихъ системъ.

1) *Проекція ортографическая.* Ортографической проекціей какой-нибудь точки на данную плоскость называется подшва перпендикуляра, опущеннаго изъ этой точки на данную плоскость (плоскость проекціи). Если мы изъ всѣхъ точекъ какого-нибудь контура опустимъ перпендикуляры на плоскость проекціи, то основанія ихъ образуютъ проекцію нашего контура. Можно принять за плоскость проекціи какую угодно плоскость, напримѣръ, плоскость экватора, плоскость одного изъ меридіановъ, плоскость горизонта и т. п. Если проектируемъ на плоскость экватора сѣверное полушаріе, то (фиг. 39) экваторъ и всѣ параллели представятся рядомъ концентрическихъ круговъ. Полюсъ проектируется въ видѣ точки, лежащей въ центрѣ



Фиг. 39.

экваторъ и всѣ параллели представятся рядомъ концентрическихъ круговъ. Полюсъ проектируется въ видѣ точки, лежащей въ центрѣ



Фиг. 40.

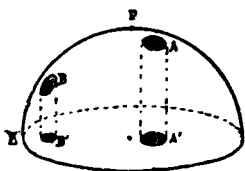
круга экватора. Меридіаны изобразятся равноотстоящими радиусами этого круга. Если (фиг. 40) плоскость перваго меридіана $PEP'E'$ принимается за плоскость проекціи, то меридіанъ этотъ изобразится въ формѣ круга. Ось земли выразится прямою линіей PP' . Экваторъ и всѣ параллельные круги, плоскости

коихъ перпендикулярны къ плоскости проекціи, представятся ря-
докъ, параллельныхъ между собою, прямыхъ линій. Проекція
какого-нибудь меридіана PRP' будетъ имѣть форму эллипса,
большая ось котораго равна PP' ; малая же ось его OR_1 полу-
чится, если мы изъ точки R опустимъ перпендикуляръ RR_1 на
плоскость экватора. Очевидно, что

$$OR_1 = OR \cos \lambda,$$

гдѣ λ —долгота точки R . Въ такой, именно, проекціи предста-
вляютъ намъ поверхность солнца и луны, такъ какъ, вслѣдствіе
большихъ разстояній этихъ свѣтилъ отъ земли, линіи, идущія
къ различнымъ точкамъ ихъ поверхности, можно считать пер-
пендикулярными къ плоскости ихъ видимаго контура. Не трудно
убѣдиться, что не всѣ части проектируемаго полушарія сохра-
няютъ на ортографической картѣ относительные свои размѣры.

Какъ видно изъ фигуры 41, контуръ A ,
лежащій въ центральной части, почти
сохраняетъ въ проекціи A' свои раз-
мѣры. Проекція же B' контура, ле-
жащаго ближе къ краю, деформирова-
на и тѣмъ сильнѣе, чѣмъ контуръ B ле-
житъ ближе къ краю.



Фиг. 41.

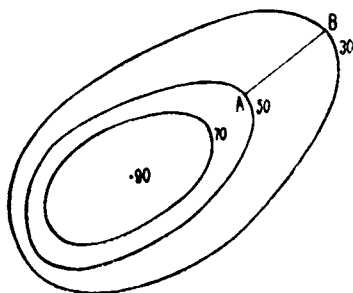
Ортографическая проекція при-
мѣняется при составленіи *плановъ*, т. е.
изображеній небольшихъ участковъ земной поверхности. При
составленіи плановъ, мѣстность проектируется на поверхность
сфероида; но если участокъ невеликъ, то эта поверхность совпа-
даетъ съ плоскостью горизонта. Въ томъ частномъ случаѣ, когда
мѣстность, представленная на планѣ, совершенно горизонтальна,
всѣ размѣры различныхъ протяженій на планѣ пропорціональны
ихъ дѣйствительнымъ размѣрамъ, т. е. всѣ уменьшены въ одно и
то же число разъ. Планы составляются въ известномъ *масштабѣ*.
Принимаютъ, что каждый дюймъ на бумагѣ изображаетъ извест-
ное число саженъ или верстъ въ натурѣ. На всякомъ планѣ
обыкновенно помѣщенъ масштабъ, въ которомъ составленъ чер-
тежъ. Чертятъ линію, раздѣленную на дюймы и линіи и над-
писываютъ: столько-то саженъ или верстъ въ одномъ дюймѣ.
Зная масштабъ, въ которомъ составленъ планъ, можно, при по-
мощи циркуля, опредѣлить разстояніи между различными пунк-

тами, или вѣрше, между ихъ проекціями. Иногда на планѣ не отмѣчены размѣры масштаба, а написана нѣкоторая дробь, на-

примѣръ, $\frac{1}{8400}$, $\frac{1}{16800}$ и т. д. Зная эту дробь, легко восстано-
вить масштабъ. Числитель этой дроби равенъ единицѣ, а зна-
менатель показываетъ, во сколько разъ на планѣ уменьшена
каждая линія, по сравненію съ ея дѣйствительной длиной. На-
примѣръ, если планъ составленъ въ масштабѣ 200 сажень въ
дюймѣ, то, очевидно, каждая линія, при ея переносѣ на бумагу,
уменьшена въ $84 \times 200 = 16800$ разъ. Въ этомъ случаѣ на чер-
тежѣ пишутъ $\frac{1}{16800}$. Обратнo, если на чертежѣ мы встрѣчаемъ

дробь $\frac{1}{42000}$, то для того, чтобы опредѣлить масштабъ чер-
тежа, нужно только $42000 : 84 = 500$ сажень въ дюймѣ.

Но планъ не даетъ никакого представленія о рельефѣ мѣ-
стности и ея неровностяхъ. Рельефъ мѣстности опредѣляется при
посредствѣ гипсометрической съемки. Представимъ себѣ, что мы
опредѣлили превышеніе ряда точекъ земной поверхности надъ
уровнемъ моря или надъ уровнемъ какой-либо другой поверх-
ности, принятой за исходную. Допустимъ, кромѣ того, что по-
ложеніе этихъ точекъ на планѣ также опредѣлено. Нанесемъ
эти точки на планъ и возлѣ каждой точки напомнимъ ея высоту.
Соединимъ теперь точки, лежащія на одной и той же высотѣ,



Фиг. 42.

непрерывными кривыми линіями, проводя эти кривыя, напри-
мѣръ, черезъ каждыя 20 сажень (фиг. 42). Эти кривыя линіи на-
зываются *горизонтальми*. Эти линіи представляютъ проекціи съ-
ченій даннаго рельефа горизон-
тальными плоскостями, прове-
денными другъ отъ друга на
разстояніи 20 сажень, считая
по вертикальному направленію.
Сама карта называется *гипсо-
метрической*. Изъ чертежа 42

можно видѣть характеръ рельефа. Въ центрѣ находится холмъ,
высшая точка котораго лежитъ на высотѣ 90 сажень; на съ-

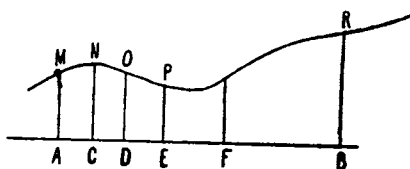
веро-западной сторонѣ спускъ очень крутой; на юго-востокѣ переходъ отъ высоты 60 сажень къ высотѣ 30 сажень очень пологъ. Имѣя такую карту, можно опредѣлять даже уголъ наклона въ каждой точкѣ мѣстности. Напримѣръ, нужно знать уголъ наклона въ точкѣ *A*. Для этого, въ точкѣ *A* проведемъ нормаль *AB* къ горизонтали и измѣримъ длину линіи *AB* помощью циркуля и масштаба; положимъ, что это разстояніе равно 15 саженимъ; это есть разстояніе между горизонтальными проекціями точекъ *A* и *B*. Но превышеніе точки *A* надъ точкой *B* составляетъ 20 сажень; если уголъ, составленный прямой *AB* съ горизонтомъ, обозначимъ черезъ α , то

$$\operatorname{tanga} = \frac{20}{15} = \frac{4}{3}; \text{ откуда } \alpha = 53^\circ 7',$$

а дѣйствительная длина линіи *AB* по склону будетъ:

$$AB = \frac{15}{\operatorname{Cosa}} = 24.99 \text{ саж.}$$

Иногда для характеристики рельефа и неровностей мѣстности прибѣгаютъ къ другому способу графическаго изображенія, а именно, къ способу *профилей*. Профиль есть изображеніе сѣченія извѣстнаго рельефа по опредѣленному направленію вертикальной плоскостью. Для построенія профиля по извѣстному направленію, опредѣляютъ, помощью нивелировки, высоту пунктовъ, относительно начальной точки. Для изображенія профиля



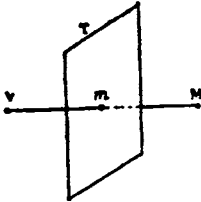
Фиг. 43.

на бумагѣ (фиг. 43), очерчиваютъ избранное направленіе *AB* и на этой прямой, по масштабу, отиѣчаютъ точки *A*, *C*, *D*, въ которыхъ опредѣлены высоты; изъ этихъ точекъ возставляютъ перпендику-

ляры къ прямой *AB*, на нихъ откладываютъ части, пропорціональныя измѣреннымъ высотамъ и оконечности соединяютъ непрерывной кривой *MNOPR*. Если желаютъ сохранить относительные размѣры, какъ въ горизонтальномъ, такъ и въ верти-

важномъ направленіи, то всѣ построенія дѣлаютъ въ одномъ и томъ же масштабѣ.

2) *Стереографическая проекція*. Возьмемъ (фиг. 44) точку V и какую-нибудь плоскость T ; если глазъ находится въ точкѣ V , то точка m пересѣченія луча, идущаго отъ глаза въ точку M , съ плоскостью T , называется *стереографической* или *перспективной*



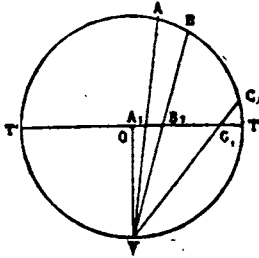
Фиг. 44.

проекціей точки M на картинную плоскость T . На земной поверхности мы можемъ, подобнымъ образомъ, проектировать на плоскость экватора, предполагая, что глазъ находится въ одномъ изъ полюсовъ или на плоскость меридіана, въ предположеніи, что глазъ помѣщенъ на оконечности радіуса, проведеннаго изъ центра земли, перпендикулярно въ картинной плоскости.

Нетрудно показать, что стереографическая проекція обладаетъ слѣдующими двумя свойствами: 1) стереографическая проекція сохраняетъ углы, т. е. уголъ между двумя направленіями на шарѣ равенъ углу между ихъ проекціями; 2) стереографическая проекція малаго круга на шарѣ есть тоже кругъ, коего центръ представляетъ проекцію вершины прямого конуса, описаннаго около шара вдоль даннаго круга.

Если картинной плоскостью служитъ плоскость экватора, а глазъ находится въ южномъ полюсѣ, то экваторъ проектируется въ формѣ круга, ось—въ видѣ точки, лежащей въ центрѣ этого круга. Меридіаны начертятся, какъ рядъ прямыхъ линий (радіусовъ), составляющихъ между собою углы, равные разности ихъ долготъ. На основаніи второго свойства, проекціи параллелей выразятся рядомъ концентрическихъ круговъ. Если картинная плоскость совпадаетъ съ плоскостью меридіана, а глазъ находится на экваторѣ въ разстояніи 90° отъ того же меридіана, то сѣтка имѣетъ другой видъ. Ось земли и тотъ меридіанъ, на второмъ находится глазъ, проектируются по прямой линіи. Первый меридіанъ представится въ видѣ круга, а остальные меридіаны изобразятся тоже въ формѣ дугъ круга, имѣющихъ общую хорду. Стереографическая проекція сохраняетъ углы. Если возьмемъ на поверхности земли настолько небольшой контуръ, что его можно считать плоскимъ, то въ проекціи получается фигура подобная. Очевидно, далѣе, что наиболѣе деформированы тѣ

части, которая лежит по срединѣ, и деформация уменьшается къ краямъ карты (фиг. 45).



Фиг. 45.

Остановимся еще вскользь на двухъ проекціяхъ.

Представимъ себѣ, что нужно составить карту нѣкоторой части земной поверхности, расположенной, напримеръ, между 40° и 50° широты и между 30° и 40° долготы. Проведемъ (фиг. 46) параллели AA', DD' и BB', лежація подъ 40°, 45° и 50° широты и вообразимъ себѣ прямой конусъ, основаніе котораго составляетъ параллель DD', а вершина z находится на продолженіи земной оси.

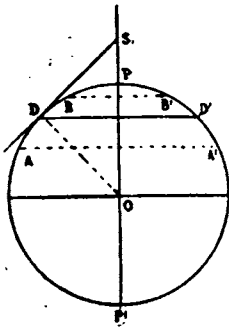
Если мысленно продолжимъ плоскости всѣхъ земныхъ меридіановъ до пересѣченія съ поверхностью конуса, то линіи пересѣченія совпадутъ съ производящими конуса.

Развернемъ этотъ конусъ на плоскости (фиг. 47) и положимъ, что линія *zd* есть производящая, проходящая черезъ середину страны. Положимъ, даѣе, что дуга, проходящая черезъ точку *d*, есть основаніе развернутаго конуса, а слѣдовательно, соотвѣтствуетъ параллели, проходящей также черезъ середину страны.

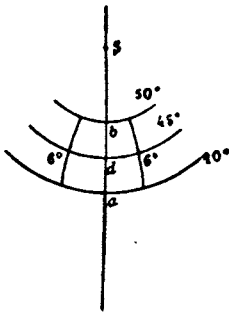
Длину производящей *SD* легко вычислить изъ формулы $SD = R \cot \varphi$, гдѣ φ —широта точки *D*. Эту длину нужно построить на бумагѣ въ извѣстномъ масштабѣ. Отложимъ отъ точки *d*, въ томъ же масштабѣ, вверхъ и внизъ, длины *db* и *da*, равныя разстояніямъ *DB* и *DA*, вычисленнымъ по формулѣ

$$DA = DB = \frac{2\pi R}{360} \cdot \delta$$

и изъ точки *z* опишемъ дуги радіусами *zb* и *za*. Эти дуги дадутъ графическое изображеніе параллелей *BB'* и *AA'*. Остается только построить меридіаны. Для этого

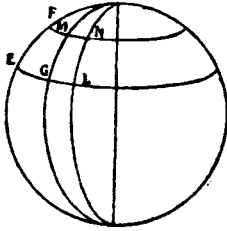


Фиг. 46.



Фиг. 47.

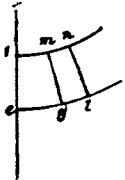
(фиг. 47) на дугѣ, проходящей черезъ точку *d*, будемъ отклады-
вать, въ прежнемъ масштабѣ, вправо и влево, длины, равныя



Фиг. 48.

одному, двумъ и т. д. градусамъ этой па-
раллели. Точно также на дугахъ, проходя-
щихъ черезъ точки *b* и *a*, отложимъ длины,
равныя дѣйствительной длинѣ одного, двухъ
и т. д. градусовъ этихъ параллелей. Если
точки дѣленія соединимъ непрерывными
кривыми, то получимъ сѣтку, изображен-
ную на фиг. 47. Въ этой системѣ проекцій,
во-первыхъ, линіи, изображающія мери-
дианы, приблизительно перпендикулярны къ параллелямъ, что

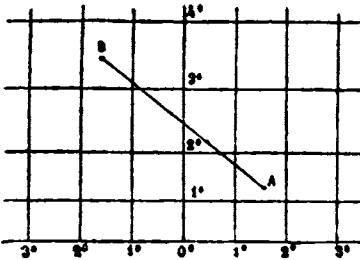
соотвѣтствуетъ дѣйствительности; во-вторыхъ, въ этой проекціи
сохраняются площади, такъ какъ (фиг. 48) какал-нибудь пло-
щадь *MNGL* на шарѣ и соотвѣтствующая ей
площадь *mngl* на картѣ (фиг. 49) выражаются
одними и тѣми же числами.



Фиг. 49.

Морскія карты построены обыкновенно въ
проекціи Меркатора. Представимъ себѣ, что зем-
ной шаръ обернуть прямой цилиндрической по-
верхностью, соприкасающейся съ шаромъ по
экватору. Плоскости меридіановъ продолжимъ до

пересѣченія съ цилиндрической поверхностью. Въ пересѣченіи
получимъ производящія цилиндра. Развернемъ теперь цилиндръ,
въ уменьшенномъ видѣ, на плоскости бумаги. Тогда меридіаны



Фиг. 50.

представятся въ видѣ ряда равно-
отстоящихъ прямыхъ линій, па-
раллельныхъ между собою и пер-
пендикулярныхъ къ линіи, изо-
бражающей экваторъ (фиг. 50).
Если бы мы мысленно продол-
жили плоскости параллелей до
пересѣченія съ поверхностью ци-
линдра, то на развернутомъ ци-
линдрѣ параллели выразились бы
рядомъ прямыхъ, параллельныхъ

экватору; но разстоянія между равноотстоящими на земномъ
шарѣ параллелями, на бумагѣ, уменьшались бы по мѣрѣ пере-
хода отъ экватора къ полюсамъ. Нужно замѣтить, что моряки

имѣютъ обыкновеніе направлять свой курсъ такимъ образомъ, чтобы онъ пересѣкалъ всѣ меридіаны подъ однимъ и тѣмъ же угломъ. Кривая, пересѣкающая всѣ меридіаны подъ одинаковыми углами, называется *локсодромой*. Она отлична отъ кратчайшаго разстоянія между двумя точками земной поверхности, которое выражается дугой большого круга. Чтобы это условіе было выполнено на картѣ, необходимо различныя параллели начертить такимъ образомъ, чтобы разстояніе D каждой изъ нихъ отъ экватора удовлетворяло уравненію.

$$D = K \log \left(45^\circ + \frac{\varphi}{2} \right),$$

гдѣ φ —широта параллели, а K —постоянная величина. Для вычисленія величинъ D существуютъ особыя таблицы ¹⁾. Изъ формулы видно, что разстоянія между равноотстоящими на земной поверхности параллелями на картѣ постепенно увеличиваются. Эта проекція называется *проекціей Меркатора*. Локсодрома, соединяющая двѣ точки A и B земной поверхности, выразится прямой линіей AB , проведенной на картѣ черезъ данныя двѣ точки. Помощью транспорта можно опредѣлить уголъ, составленный локсодромой и меридіанами. Этотъ уголъ и дастъ курсъ корабля ²⁾.

Рѣшимъ еще одну задачу практическаго характера. Даны на земномъ шарѣ двѣ точки A и B , широты и долготы которыхъ соответственно равны φ_1 и φ_2 , λ_1 и λ_2 ; опредѣлить разстояніе между этими двумя точками, считая по дугѣ большого круга. Существуетъ правило Чебышева, примѣнимое къ среднимъ широтамъ :

1) выразите разности широтъ и долготъ данныхъ точекъ въ минутахъ и удвойте разность широтъ ;

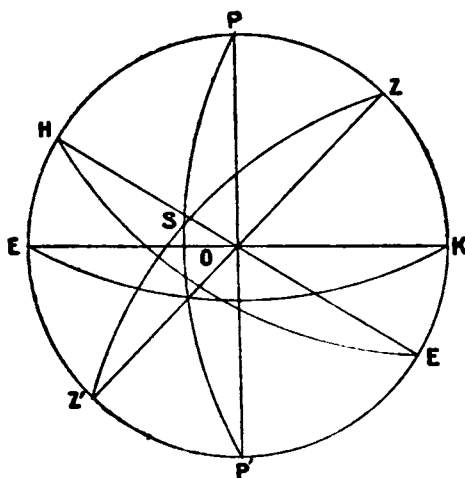
2) изъ двухъ величинъ — разность долготъ и удвоенная разность широтъ — помножьте меньшую на 3, большую на 7 и сложите оба произведенія ;

3) итогъ, раздѣленный на 8, дастъ требуемое разстояніе

¹⁾ Ждановъ. Таблицы меридіональныхъ частей для построенія меркаторскихъ картъ. Спб. 1890.

²⁾ Подробное изложеніе ученія о проекціяхъ можно найти въ сочиненіяхъ, указанныхъ ниже.

Но задачу эту можно решить аналитически. Для этого вспомним здѣсь одну формулу сферической тригонометрии. Проведемъ на шарѣ три большіе круга (фиг. 51) PKP' ,



Фиг. 51.

PSP' и ZSZ' . Пересекаясь, они образуютъ сферическій треугольникъ PZS , между частями котораго существуетъ слѣдующее соотношение:

$$\begin{aligned} \cos ZS &= \cos PS \cos PZ + \\ &+ \sin PS \sin PZ \cos SPZ. \end{aligned}$$

Зная это, возвратимся къ нашей задачѣ. Черезъ точки A и B и полюсъ земли P проведемъ большіе круги (меридіаны) и точки A и B

соединимъ также дугой большого круга. Получимъ сферическій треугольникъ APB , въ которомъ

$$PA = 90 - \varphi_1, \quad PB = 90 - \varphi_2, \quad \text{уголъ } APB = \lambda_1 - \lambda_2,$$

слѣдовательно,

$$\cos AB = \sin \varphi_1 \sin \varphi_2 + \cos \varphi_1 \cos \varphi_2 \cos (\lambda_1 - \lambda_2).$$

Изъ этого уравненія вычислимъ дугу AB въ градусахъ, а умножая на среднюю длину одного градуса большого круга земного шара, получимъ разстояніе AB въ линейныхъ единицахъ. Если $\varphi_1 = \varphi_2$, то

$$\cos AB = \sin^2 \varphi_1 + \cos^2 \varphi_1 \cos (\lambda_1 - \lambda_2)$$

$$\text{или} \quad \sin \frac{AB}{2} = \cos \varphi_1 \sin \frac{\lambda_1 - \lambda_2}{2}$$

Литературныя указанія. Въ заключеніе, приведемъ списокъ главнѣйшихъ пособій, которыя могутъ служить для болѣе подробнаго ознакомленія съ вопросами, затронутыми въ настоящемъ «Введеніи». Въ каждой группѣ пособій, отмѣчены звѣздочкой сочиненія, изученіе которыхъ не требуетъ знанія высшей математики.

А) Курсы космографіи.

- 1) * Щербавъ. Курсъ космографіи для среднихъ учебныхъ заведеній. Нижній-Новгородъ. 1903.
- 2) * Pichot. Traité élémentaire de cosmographie. Paris. 1873.
- 3) Tisserand. Leçons de cosmographie. Paris. 1899.
- 4) * Wilhelm Schmidt. Astronomische Erdkunde. Leipzig. 1903.

В) Общее обозрѣніе мірозданія.

- 5) * Мейеръ. Мірозданіе. Спб. 1902.
- 6) * Аррениусъ. Физика неба. Одесса. 1904.
- 7) * Ньюкомбъ и Энгельманъ. Астрономія въ общедоступномъ изложеніи. Спб. 1896.
- 8) * Юнгъ Солнце. Спб. 1890.

С) Видъ и величина земли.

- 9) Витковскій. Практическая геодезія. Спб. 1898.
- 10) Кларкъ. Геодезія. Перев. Витковского. Спб. 1890.
- 11) Helmert, Figur der Erde. Berlin. 1878.
- 12) Herz. Geodäsie. Leipzig. 1903.
- 13) Adamczyk. Compendium der Geodäsie. Leipzig. 1901.
- 14) Helmert. Die mathematischen und physikalischen Theorien der höheren Geodäsie. I—II Theile. Leipzig. 1884.
- 15) * Рядъ статей въ журналъ «Geographisches Jahrbuch» redig. von Wagner.

D) Географическое опредѣленіе мѣстъ, астрономическіе и справочные календари.

- 16) * Для приблизительнаго опредѣленія поправки часовъ и широты: а) Солнечный треугольникъ Глазенапа и б) Солнечное кольцо Глазенапа (Извѣстія Русскаго астрономическаго общества).
- 17) Савичъ. Приложение практической астрономіи къ географическому опредѣленію мѣстъ. Спб. 1868.
- 18) * Marcuse. Handbuch der geographischen Ortsbestimmung für Geographen und Forschungsreisende. Braunschweig. 1905.
- 19) Herr. Lehrbuch der sphärischen Astronomie in ihrer Anwendung auf geographische Ortsbestimmung. Wien. 1887.
- 20) Güssfeldt. Grundzüge der astronomisch-geographischen Ortsbestimmung. Braunschweig. 1902.

21) Простой способъ опредѣленія широты. Морской Сборникъ, 1905, № 9.

22) Marcuse. Die Methodischen Fortschritte der geographischen, geodätischen, nautischen und aeronautischen Ortsbestimmung. Gotha. 1906.

23) * Gelcich. Die astronomische Bestimmung der geogr. Koordinaten. Leipzig. 1906.

24) Русскій астрономическій календарь, издаваемый ежегодно нижегородскимъ кружкомъ любителей астрономіи и физики.

25) Berliner astronomischer Jahrbuch. Berlin.

26) Nautical Almanac. London.

27) Connaissance de temps. Paris.

Е) *Напряженіе тяжести; аномаліи тяжести.*

28) Helmert. Theorien der höheren Geodäsie. Leipzig. 1884.

29) Hecker. Bestimmung der Schwerkraft auf den Atlantischen Ozean sowie in Rio de Janeiro, Lissabon und Madrid. Berlin. 1903.

30) Herr. Geodäsie. Leipzig. 1905.

31) Кларкъ. Геодезія. Спб. 1890.

32) Adamczyk. Compendium der Geodäsie. Leipzig. 1901.

33) Helmert. Bericht über die relativen Messungen der Schwerkraft mit Pendelapparaten. Neuchatel. 1896.

34) * Bestimmung der Polhöhe und der Intensität der Schwerkraft von der Ostsee bei Kolberg bis zur Schneekoppe. Berlin. 1896.

35) * Слудскій. Къ вопросу о мѣстной московской аттракціи. Извѣстія И. Р. Геогр. Общества, 1893 г., вып. IV, стр. 269.

36) * Стебницкій. Опредѣленіе ускоренія силы тяжести въ Крыму и въ Швейцаріи. Извѣстія И. Р. Геогр. Общества, 1894, вып. I, стр. 114.

37) * Стебницкій. Неправильное уклоненіе отвѣсной линіи около Москвы. Извѣстія И. Р. Геогр. Общества, 1894, вып. II, стр. 225.

38) * Стебницкій. Объ отклоненіи отвѣсныхъ линій притяженіемъ Кавказскихъ горъ. Приложение къ XVII тому «Записокъ Имп Академіи Наукъ», 1870.

39) * Витковскій. Отклоненіе отвѣсной линіи въ Выборгѣ (Записки В. Т. отдѣла Гл. Штаба, часть XLII (1880).

40) * Лебедевъ. Объ отклоненіи отвѣсныхъ линій на Балканскомъ полуостровѣ (Записки В. Т. отдѣла Гл. Штаба, часть LIII (1896).

41) Haasemann. Bestimmung der Intensität der Schwerkraft im Harze. Berlin. 1905.

42) Рядъ отдѣльныхъ статей въ журналахъ:

a) Veröffentlichung des Kön. Preussischen Geodätischen Instituts. Berlin.

b) * Gerland. Beiträge zur Geophysik.

c) * Wagner. Geographisches Jahrbuch.

f) *Горизонтальный маятникъ и сейсмическія движенія.*

43) * Lentsch. Geschichte, Theorie und Anwendung des Horizontalpendel. Karlsruhe. 1898.

44) * Rebeur-Paschwitz. Das Horizontalpendel. Nova Acta academiae Caesareae Leopoldino-Carolinae. Tomus 60. s. 1—213.

45) * Левицкий. Страсбургскій тяжелый маятникъ. Спб. 1902.

46) * Rossi. La Meteorologia endogena. Roma. 1882.

47) * Canu. Précis de météorologie endogène. Paris. 1894.

48) * Sieberg. Handbuch der Erdbebenkunde. Braunschweig. 1904.

49) * Neumayer. Die Erdgeschichte. Berlin. 1890.

50) Рядъ статей въ журналахъ:

a) * Gerland. Beiträge zur Geophysik.

b) * Wagner. Geographisches Jahrbuch.

c) Annali di Ufficio Centrali di meteorologia e di geodynamica. Roma.

51) * Montessus de Bal'ore. Les tremblements de terre. Paris. 1906.

52) * Bosch. Le pendule horizontal lourd de Strasburg. Bruxelles. 1902.

g) *Земная кора и литъ земли.*

53) * Брюкнеръ. Земная кора. 1902.

54) * Sonklar. Allgemeine Orographie. 1870.

55) * Suess. Antlitz der Erde и французскій переводъ «La face de la terre». Paris. 1905.

56) * Lapparent. Leçons de géographie physique. Paris. 1896.

57) * Krümmel. Vergleichende Erdkunde.

- 58) * Penck. Morphologie der Erdoberfläche. Stuttgart. 1894.
 59) * Supan. Grundzüge der physischen Erdkunde. Leipzig.
 Русский переводъ подъ редакціей Анучина. Москва. 1903.
 60) * Мушкетовъ. Физическая геологія, ч. I. Спб. 1899.

Н) Географическія проекціи, составленіе картъ и плановъ.

61) * Общедоступное краткое руководство въ «Sammlung Götschen» подъ заглавіемъ «Kartenkunde von E. Gelcich, F. Sauter und P. Dinse». Leipzig. 1901.

62) Вятковскій. Практическая геодезія. Спб. 1898, главы XV—XVI.

63) Zöppritz. Leitfaden der Kartenentwurfslehre. Leipzig. 1884.

64) Zondervan. Allgemeine Kartenkunde. 1901.

65) Vital. Die Kartenentwurfslehre. Leipzig. 1903.

66) * Вятковскій. Топографія. Спб. 1904.

67) Jordan. Handbuch der Vermessungskunde. Stuttgart. 1878.

68) Wagner. Leitfaden durch den Entwicklungsgang der Seekarten. Bremen. 1895.

1) Справочныя числа по астрономіи и физическому земледѣлію.

69) * Annuaire publié par le bureau de longitudes. Paris.

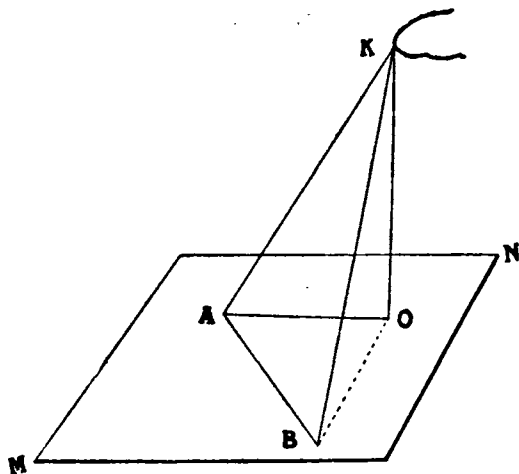
I.

Распространение и состав атмосферы.

Метеорологическое распространение атмосфер. Высота облаковъ. Красная зари 1863 года. Методъ Alhazen'a. Высота загорания метеоритовъ. Исчезаніе голубой окраски неба. Полярныя сіянія. Затменіе луны. Уменьшеніе плотности съ высотой. Общіе результаты. Процентное содержаніе основныхъ газовъ. Углекислота и другіе газы. Атмосферная пыль и пылеобразъ Айтгена. Литературныя указанія.

Метеорологическое распространение атмосферы. Относительно распространения атмосферы возможны два воззрѣнія: 1) атмосфера наша, постепенно разрѣжаясь, на известной высотѣ имѣетъ свой предѣлъ и 2) междупланетное пространство выполнено веществомъ въ состояніи крайняго разрѣженія; вещество это, у поверхности планетъ, уплотняется, образуя болѣе или менѣе мощные слои атмосферы. На основаніи втораго воззрѣнія, атмосфера не составляетъ исключительной принадлежности земного шара. Подобныя же газообразныя оболочки различной плотности окружаютъ также и другія небесныя тѣла. Оболочки эти принимаютъ участіе въ суточномъ и годовомъ движеніи планетъ. Съ этой точки зрѣнія, атмосфера земли не имѣетъ предѣла въ математическомъ смыслѣ этого слова; граница ея не является опредѣленной, какъ напр., дневная поверхность водныхъ массъ; воздушная оболочка, постепенно разрѣжаясь, мало по малу, переходитъ въ тончайшую междупланетную среду. Но въ метеорологіи важно знать не *абсолютную* высоту атмосферы, а лишь *метеорологическое* ея распространеніе, т. е. высоту тѣхъ слоевъ, которые на столько плотны, что могутъ еще играть нѣкоторую роль въ физической жизни нашей планеты.

Высота облаковъ. Метеорологическія явленія, происходящія въ атмосферѣ, весьма разнообразны и изученіе многихъ изъ нихъ можетъ дать способъ для опредѣленія высоты соответствующихъ ярусовъ атмосферы. Въ болѣе низкихъ слояхъ происходятъ постоянно процессы сгущенія паровъ и образованіе облаковъ. Въ основѣ разнообразныхъ способовъ опредѣленія *высоты* облаковъ лежитъ методъ засѣчекъ, простѣйшая идея котораго заключается въ слѣдующемъ¹⁾. На ровной, по возможности горизонтальной,



Фиг. 52.

части земной поверхности MN проводятъ прямую линію AB — *основаніе* или *базисъ* — и тщательно ее измѣряютъ (фиг. 52). Длина базиса зависитъ отъ высоты наблюдаемыхъ облаковъ. При опредѣленіи высоты низкихъ облаковъ, длина базиса равна 1—2 километрамъ; при наблюденіи высокихъ облаковъ, длина эта должна быть увеличена

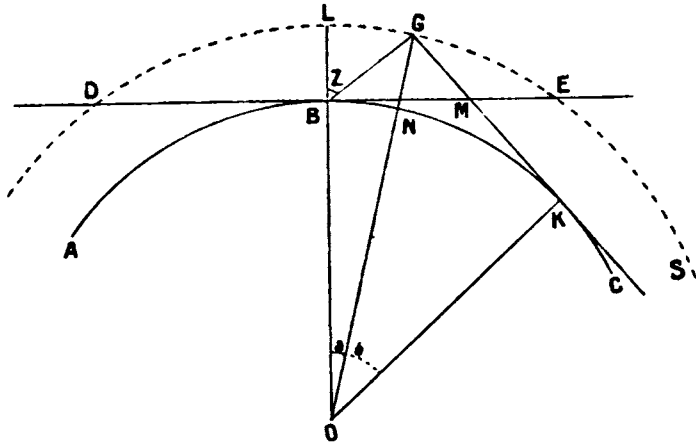
до 3—4 километровъ. Въ конечныхъ точкахъ A и B базиса, два наблюдателя устанавливаютъ два теодолита и направляютъ оси трубъ на избранную, рѣзко выдающуюся, точку облака K ²⁾, высота коей надъ поверхностью земли выразится длиною перпендикуляра KO . При этомъ измѣряютъ: 1) углы KAO и KBO , лежащіе въ вертикальной плоскости и 2) углы OAB и OBA , лежащіе въ горизонтальной плоскости. Рѣшая треугольникъ AOB , по сторонамъ и двумъ прилежащимъ угламъ, мы вычислимъ стороны AO и BO ; изъ треугольниковъ же AOK и BOK опредѣлимъ высоту KO . Примѣняя, съ соответствующими поправками, этотъ методъ, нашли, что, въ среднемъ, на высотѣ 2—3 километровъ лежитъ нижній, а на высотѣ 4—6 километровъ — средній ярусъ обла-

¹⁾ Подробно см. Корре. Photogrammetrie.

²⁾ Для удобства переговоровъ, наблюдатели сообщены телефономъ.

ковъ; на высотѣ же 9 и болѣе километровъ несутся верхнія перистыя облака ¹⁾.

Красная заря 1883 года. Во второй половинѣ 1883 года наблюдали, на значительной части земной поверхности, явленіе *красной зари*. Вскорѣ послѣ заката солнца, западная часть горизонта окрашивалась въ яркій пурпуровый цвѣтъ, напоминавшій зарево большого пожара. Въ дневные часы, дискъ солнца, а въ ночные часы дискъ луны, получали голубоватый или зеленоватый оттѣнокъ. Явленіе это очевидно указывало на существованіе, на нѣкоторой высотѣ въ атмосферѣ, облака какой-то пыли, способной разсѣивать болѣе длинныя луча солнечнаго свѣта. Нетрудно опредѣлить высоту нижняго предѣла этого облака. Положимъ (фиг. 53) что



Фиг. 53.

ABC—земная поверхность,
DE—горизонтъ мѣста наблюденія,
DLE—слой облака, производящаго зарю,
S—солнце, скрывшееся подъ горизонтомъ,
SG—солнечный лучъ, касательный къ земной поверхности,

¹⁾ Этотъ же методъ, соединенный съ одновременнымъ фотографированіемъ, применяется къ опредѣленію не только высоты облаковъ, но и высоты, на которой происходятъ и другія явленія въ атмосферѣ.

G —крайняя точка облака, освѣщенная еще солнечными лучами,

O —центр земли,

$GN=x$ —искомая высота облака надъ поверхностью земли,

OL —отвѣсная линія мѣста наблюденія B ,

$OB=ON=OK=R$ —радіусъ земли.

Очевидно, что часть небеснаго свода, лежащая между G и E , получаетъ непосредственные солнечные лучи, которые, разсѣиваясь, производятъ явленіе зари. При помощи теодолита опредѣлимъ, въ известный моментъ, уголъ $LBG=z$ (зенитальное разстояніе точки G). При помощи хронометра и астрономическихъ таблицъ, найдемъ также уголъ $EMS=\beta$, показывающій, на сколько солнце успѣло опуститься подъ горизонтъ въ моментъ наблюденія. Очевидно, что уголъ $EMS=\beta=a+b$. Изъ треугольника OBG :

$$(R+x) : R = \sin GBO : \sin BGO \quad \text{или}$$

$$(R+x) : R = \sin z : \sin (z-a). \quad (1)$$

Изъ треугольника GOK :

$$(R+x) : R = 1 : \cos b \quad (2)$$

отсюда $\sin z : \sin (z-a) = 1 : \cos b$

или $\sin z : \sin (z-a) = 1 : \cos (\beta-a)$ (3)

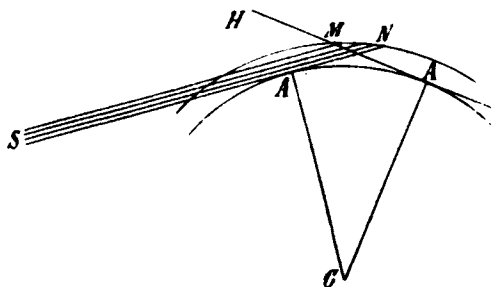
откуда $\operatorname{tanga} = \frac{\sin z (1 - \cos \beta)}{\sin z \sin \beta + \cos z}$ (4)

Вставляя эту величину въ уравненіе (1), найдемъ x . Подобныя опредѣленія показали, что облако пыли, произведшее явленіе красной зари, находилось на высотѣ около 50 километровъ. Относительно природы этого облака высказано было, въ свое время, нѣсколько предположеній. По мнѣнію однихъ, облако это образовалось вслѣдствіе вторженія въ нашу атмосферу космическаго вещества въ состояніи крайняго распыленія; другіе разсматривали его, какъ скопленіе тончайшей ледяной пыли, образовавшейся въ высокихъ ярусахъ атмосферы. Но вопросъ былъ вполне выясненъ, когда явленіе красной зари сопоставили съ вулканическимъ изверженіемъ Кракатау. Въ концѣ августа 1883 г., въ Зондскомъ проливѣ произошло одно изъ величай-

шихъ изверженій. Вулканъ Кракатау выбросилъ огромное количество вещества. Тончайшая вулканическая пыль достигла высоты 40 — 50 километровъ и была подхвачена верхними теченіями атмосферы; мало по малу, она окутала земной шаръ и произвела явленіе необыкновенной зари и окрашиваніе солнца и луны.

Съ января 1885 года, особенно въ мѣсяцы, близкіе къ солнцестояніямъ, на сѣверной сторонѣ горизонта, въ полночные часы, можно наблюдать, такъ называемыя, *серебристыя* облака. Въ сѣверномъ полушаріи онѣ видны отъ мая до конца іюня, въ южномъ—въ декабрѣ. Облака эти особенно тщательно изслѣдованы Jesse въ Берлинѣ. Одновременныя фотографическія снимки изъ двухъ отдаленныхъ пунктовъ даютъ возможность опредѣлить ихъ высоту. Высота эта достигаетъ 80 — 90 километровъ. Природа этихъ облаковъ остается неизвѣстной.

Методъ Alhazen'a. Еще въ XII в. арабскій ученый Alhazen предложилъ способъ опредѣленія высоты атмосферы на основаніи опредѣленія продолжительности сумерекъ. Строго говоря, этотъ способъ даетъ возможность опредѣлить высоту того слоя атмосферы, который настолько плотенъ, что можетъ еще разсѣивать нѣкоторое количество свѣта. Пока солнце находится надъ горизонтомъ, мы получаемъ двоякаго рода свѣтъ: *непосредственный*, исходящій отъ солнечнаго диска, и свѣтъ, разсѣянный остальной

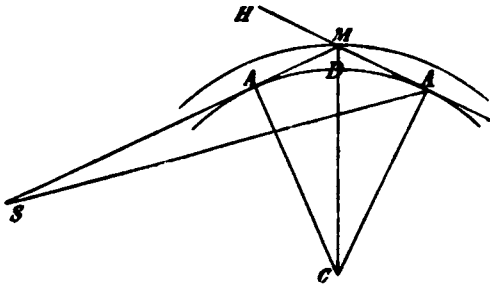


Фиг. 54.

частью небснаго свода. Этотъ разсѣянный свѣтъ даетъ то, что мы называемъ *дневное освѣщеніе* небснаго свода. Пусть (фиг. 54) *AA'*—земная поверхность, *MN*—последній слой атмосферы, способной еще отражать нѣкоторое количество свѣта, *HA*—горизонтъ мѣста наблюденія, *C*—центръ земли. Когда солнце, опустившись подъ горизонтъ, находится въ точкѣ *S*, то лучи его продолжаютъ еще освѣщать нѣкоторую часть *MN* свода, находящагося надъ горизонтомъ, разсѣиваются имъ и даютъ явленіе *сумерекъ*. Величина сегмента, освѣщаемого

количество свѣта, *HA*—горизонтъ мѣста наблюденія, *C*—центръ земли. Когда солнце, опустившись подъ горизонтъ, находится въ точкѣ *S*, то лучи его продолжаютъ еще освѣщать нѣкоторую часть *MN* свода, находящагося надъ горизонтомъ, разсѣиваются имъ и даютъ явленіе *сумерекъ*. Величина сегмента, освѣщаемого

солнечными лучами, выходящими изъ подъ горизонта, по мѣрѣ опусканія солнца, постепенно уменьшается, и, наконецъ, наступаетъ такой моментъ, когда послѣдній лучъ солнца SA , проведенный касательно къ земной поверхности, падаетъ въ точку M ,



Фиг. 55.

т. е. въ точку пересѣченія небеснаго свода съ горизонтомъ. Весь сводъ, находящійся надъ головой наблюдателя, не получаетъ болѣе лучей путемъ однократнаго разсѣиванія. Въ это время наступаетъ конецъ сумерекъ. Пусть (фиг. 55)

ADA —земная поверхность,

HA —горизонтъ мѣста наблюденія,

S —солнце въ моментъ окончанія сумерекъ,

SAM —солнечный лучъ, касательный къ землѣ и ударяющій въ точку горизонта M ,

$SMH = \alpha$ —уголъ, на который солнце опустилось подъ горизонтъ въ моменту окончанія сумерекъ,

C —центръ земли,

$CA = CD = CA = R$ —радіусъ земли,

$DM = x$ —вертикальная высота слоя, способнаго еще разсѣивать лучи.

Очевидно, что уголъ $\alpha =$ углу $ACA = 2ACD$. Изъ треугольника ACD ¹⁾:

$$R = (R + x) \cos ACD,$$

$$R = (R + x) \cos \frac{\alpha}{2}.$$

Изъ этого уравненія можно вычислить x , если только извѣстенъ уголъ α . Прежде принимали, что конецъ вечернихъ или начало утреннихъ сумерекъ наступаетъ тогда, когда уголъ α (уголъ

¹⁾ При всѣхъ вычисленіяхъ, приведенныхъ въ этой главѣ, мы не вводимъ поправки, зависящихъ отъ рефракціи, сферическаго вида земли и т. д.

депрессии солнца) равен 18° . Но дальнейшія изслѣдованія показали, что величина этого угла измѣняется. Такъ, наблюденія Hellmann'a привели къ слѣдующимъ выводамъ: 1) уголъ депрессии солнца къ концу вечернихъ сумерекъ и началу утреннихъ испытываетъ годовой періодъ: максимумъ падаетъ на зимніе мѣсяцы, минимумъ — на лѣтніе; 2) уголъ α больше для утреннихъ сумерекъ, чѣмъ для вечернихъ; 3) уголъ этотъ увеличивается при увеличеніи относительной влажности воздуха; 4) уголъ α имѣетъ большую величину въ болѣе высокихъ широтахъ, чѣмъ въ болѣе низкихъ и посреди материковъ меньше, чѣмъ надъ сосѣдними океанами. Въ наблюденіяхъ Hellmann'a въ Испаніи, величина угла α колебалась между $15^\circ.15$ и $19^\circ.37$. Другіе наблюдатели получили слѣдующія числа:

Behrmanн въ тропической части Атлант. океана . . .	$15^\circ.6$
Schmid въ Афинахъ зимою . . .	$17^\circ.4$
» » » лѣтомъ . . .	$15^\circ.3$
» на Атеquilla (2600 метр. надъ уровн. моря) . . .	17°
» въ Vincosaуа (4400 метр. надъ уровн. моря) . . .	18°

Moller въ тропическихъ частяхъ океана нашелъ въ октябрѣ 1903 г. $18^\circ.4$, въ мартѣ 1904 г.— $16^\circ.6$.

Въ среднемъ, высота яруса атмосферы, дѣятельнаго еще въ явленіяхъ сумерекъ, колеблется отъ 60 до 70 километровъ ¹⁾. Чѣмъ больше свѣторазсѣивающихъ частицъ находится въ болѣе высокихъ слояхъ атмосферы, тѣмъ уголъ α больше. Такъ, во время необычайной зари 1883—1884 г. найдены величины $18^\circ 22'$ (Haughton въ Honolulu) и $19^\circ 5'$ (Risso въ Сициліи).

Высота загоранія метеоритовъ. Всякій изъ насъ наблюдалъ явленіе, такъ называемыхъ, «падающихъ звѣздъ». Особенно обильны падающія звѣзды въ концѣ іюля и началѣ августа, а также въ ноябрѣ (персеиды и леониды). Междупланетное пространство прорѣзывается постоянно дѣлыми роями мелкихъ космическихъ тѣлецъ, несущихся съ огромными скоростями. Нѣкоторыя изъ этихъ тѣлецъ могутъ вторгаться въ нашу атмосферу. При вторженіи такого космическаго тѣльца со скоростью, доходящей до 70 километровъ въ секунду, частицы воздуха нахо-

¹⁾ Способъ наблюденія хода сумерекъ и опредѣленіе ихъ окончанія въ метеорологическомъ отношеніи изложенъ подробно въ главѣ «Метеорологическая оптика».

дящихся на пути метеорита, нагрѣваются и даже накаливаются. Очевидно, что на тѣхъ высотахъ, гдѣ происходитъ загораніе, долженъ существовать воздухъ извѣстной, хотя бы минимальной, плотности. Многочисленныя наблюденія установили тотъ фактъ, что загораніе метеоритовъ возможно на высотѣ 100—200 и болѣе километровъ. По наблюденіямъ Denning'a (1897—1898 годы), высота загоранія весьма рѣдко достигаетъ 240 километровъ. Превжнія наблюденія дали болѣе высокія числа; такъ, Herschel наблюдалъ первое появленіе падающей звѣзды на высотѣ 312 километровъ (16 іюля 1861 г.), а по Heiss'у, первое появленіе метеорита возможно на высотѣ 346 километровъ (11 августа 1849 года).

Исчезаніе голубой окраски неба. See, въ Вашингтонѣ, предложилъ еще одинъ методъ. Если при наступленіи ночи наблюдать небо невооруженнымъ глазомъ, то лица, обладающія хорошимъ зрѣніемъ, могутъ отмѣтить моментъ полного исчезновенія голубого цвѣта неба. Для этого момента можно вычислить соответствующую депрессію солнца, а слѣдовательно, и высоту слоя воздуха, способнаго еще разсѣивать солнечный свѣтъ. Изъ наблюденій въ Annapolis'ъ (Соед. Штаты) See получилъ въ 1903 году слѣдующія числа¹⁾:

августа 10 . . .	201 километръ
» 21 . . .	209 »
» 22 . . .	214 »
» 23 . . .	217 »
» 24 . . .	212 »
среднее	211 »

Полярныя сіянія. Время отъ времени, наблюдается на земной поверхности, особенно въ болѣе высокіхъ широтахъ, величественное явленіе *полярныхъ сіяній*. Видоизмѣненный соответствующимъ образомъ способъ засвѣчекъ даетъ возможность опредѣлить высоту, на которой происходитъ это явленіе. Найдено, что этотъ тихій разрядъ электричества можетъ происходить на высотѣ, достигающей 300—400 километровъ.

Затменіе луны. Boedicker, во время луннаго затменія 28 января 1888 года, нашелъ, что уменьшеніе лучеиспусканія

¹⁾ Bulletin de la société astronomique de France. Août. 1905, p. 371—372

началось за 3 минуты до вступленія луны въ тѣнь земли, что указываетъ на существованіе земной атмосферы толщиной не менѣе 300 километровъ.

Уменьшеніе плотности воздуха съ высотой. Существуетъ, какъ увидимъ далѣе, барометрическая формула, которая даетъ возможность вычислить давленіе, а слѣдовательно, упругость и плотность воздуха на различныхъ высотахъ. Если законы Mariott'a и Gay-Lussac'a, лежащіе въ основѣ этой формулы, справедливы при всѣхъ давленіяхъ и температурахъ, то давленіе воздуха (p) на различныхъ высотахъ (h) измѣряется, въ миллиметрахъ ртутнаго столба, слѣдующими числами:

высота въ килом. . . .	10	20	50	100
давленіе въ миллим. . .	199.4	42.2	0.32	0.0012

Общіе результаты. Собирая въ одно цѣлое всѣ вышеизложенныя данныя, мы приходимъ къ слѣдующему общему заключенію относительно распространенія атмосферы. Въ нашей воздушной оболочкѣ, на высотѣ 2—3 километровъ находится нижній, а на высотѣ 4—7 километровъ — средний ярусъ облаковъ; на высотѣ 9 и болѣе километровъ несутся верхнія перистыя облака; на высотѣ 50 километровъ плавала пыль, изверженная въ 1883 году вулканомъ Кракатау и произведшая, памятное многимъ, явленіе красной зари; на высотѣ 60—70 километровъ находятся еще настолько плотные слои воздуха, что они въ состояніи разсѣивать лучи и производить явленіе сумерекъ; на высотѣ 80—90 километровъ парятъ таинственныя серебристыя облака, обратившія на себя, въ послѣдніе годы, вниманіе ученаго міра; на высотѣ 200—250 километровъ можетъ происходить еще загораніе метеоритовъ; кольцо полярныхъ сіяній наблюдается на высотѣ 400 километровъ. До высоты $5\frac{1}{2}$ километровъ находится уже половина всей массы атмосферы; выше 10 километровъ остается только менѣе одной трети массы, а на высотѣ 100 километровъ упругость воздуха можетъ уравновѣсить столбъ ртути высотой въ 0.0012 миллиметра.

Косвенныя сужденія о планетныхъ атмосферахъ вообще можетъ дать также механическая теорія тепла и кинетическая теорія газовъ. Ritter, исходя изъ основныхъ положеній механической теоріи тепла, находитъ, что толщина земной атмосферы

должна быть близка къ 350 километрамъ ¹⁾. Съ другой стороны, кинетическая теорія газовъ указываетъ, что данная планета можетъ привлечь къ себѣ и удержать въ видѣ атмосферы не все роды газовъ и не во всякой толщинѣ, а только тѣ изъ нихъ и въ такомъ количествѣ, которое соответствуетъ массѣ притяженія планеты и кинетической энергіи газа. И дѣйствительно, изъ кинетической теоріи газовъ извѣстно, что отдѣльные молекулы газовъ должны постоянно оставлять планетныя атмосферы, какъ только ихъ скорости достигаютъ такой величины, что въ состояніи преодолѣть тяготѣніе къ центру планеты. По теоріи вѣроятностей, между молекулами газовъ должны всегда существовать такія, которыя имѣютъ скорости, необходимыя для оставленія небеснаго тѣла. Съ другой стороны, должны существовать и такія, которыя движутся со скоростями, недостаточными для оставленія атмосферы данной планеты. Для газовъ, обладающихъ меньшей плотностью, вѣроятность, что отдѣльныя частицы достигаютъ значительныхъ скоростей, гораздо больше, чѣмъ для газовъ болѣе плотныхъ. На этомъ основаніи, отъ поверхности данной планеты, напримѣръ земли, молекулы болѣе легкихъ газовъ отрылаются скорѣе и легче, чѣмъ молекулы болѣе плотныхъ газовъ. Если процессъ этотъ длится значительное время, то изъ атмосферы планеты извѣстной массы могутъ быть отняты все газы, плотность которыхъ лежитъ ниже извѣстнаго предѣла. Скорость молекулъ, необходимая для оставленія ими земной атмосферы, въ пять разъ больше, чѣмъ для оставленія лунной атмосферы. Вотъ почему около луны должны быть только слѣды атмосферы, а въ земной воздушной оболочкѣ почти вовсе отсутствуютъ такіе газы, какъ водородъ, гелій.

Но какова механически возможная крайняя высота атмосферы? Къ выясненію этого вопроса можно подойти двумя путями. Атмосфера представляетъ массу газа, обладающую извѣстной упругостью и подверженную дѣйствию тяжести; съ другой стороны, та же масса газа участвуетъ въ суточномъ вращеніи земли, вслѣдствіе чего, каждая частица атмосферы подвержена также дѣйствию центробѣжной силы. Очевидно, что *предельными* слоемъ атмосферы слѣдуетъ считать тотъ слой, въ которомъ все

¹⁾ Ritter. Untersuchungen über die Höhe der Atmosphäre und über die Konstitution gasförmiger Weltkörper. 1878.

эти силы взаимно уравновешиваются. Возьмемъ какую-нибудь точку атмосферы A , отстоящую отъ центра земли на разстояніи x . Пусть напряженіе тяжести въ этой точкѣ равно g , а центробѣжная сила равна f . Если напряженіе тяжести на поверхности земли равно g_0 , радіусъ земли R , а радіусъ той параллели, которую описываетъ точка атмосферы A въ теченіе суточного оборота, равенъ r , то очевидно

$$g = g_0 \frac{R^2}{x^2} \text{ и } f = \frac{4\pi^2 r}{T^2}.$$

Разложимъ силу f на двѣ: по продолженію радіуса и перпендикулярно къ нему. Первая изъ этихъ двухъ составляющихъ f_1

$$f_1 = \frac{4\pi^2 r \cos \varphi}{T^2}$$

гдѣ φ — широта точки A . Если точка A взята на предѣльномъ слое атмосферы, то

$$g_0 \frac{R^2}{x^2} = \frac{4\pi^2 x \cos^2 \varphi}{T^2};$$

если $\varphi = 0$, то $x = 30000$ килом.

Но если принять во вниманіе упругость воздуха, то высота возможнаго предѣльнаго слоя атмосферы значительно понизится, причѣмъ высота этого слоя будетъ находиться въ тѣсной зависимости отъ закона уменьшенія упругости воздуха съ высотой.

Neumann ¹⁾, принимая во вниманіе только тяжесть и центробѣжную силу и применяя болѣе строгій путь математическаго анализа, опредѣляетъ видъ поверхностей одинаковаго давленія атмосферы въ состояніи ея равновѣсія. Оказывается, что поверхности эти имѣютъ форму эллипсоидовъ вращенія, малая ось которыхъ совпадаетъ съ полярной осью земли.

Но къ рѣшенію поставленнаго вопроса можно подойти съ другой точки зрѣнія. На крайнемъ предѣлѣ атмосферы лежатъ послѣднія изъ частицъ воздуха, совершающія свой полный оборотъ въ 24 часа. Частицы, лежащія внѣ этого предѣла, не уча-

¹⁾ Neumann. Einleitung in die theoretische Physik, S. 166.

ствуютъ болѣе въ суточномъ обращеніи земли и должны совершать самостоятельное движеніе на подобіе планетъ. Но по 3-му закону Кеплера, «квадраты временъ обращенія планетъ вокругъ центрального тѣла пропорціональны кубамъ разстояній этихъ планетъ отъ центрального тѣла». Если обозначимъ

x — разстояніе предѣльнаго слоя атмосферы отъ центра земли,

R — разстояніе центра луны отъ центра земли,

T — время обращенія луны около земли, выраженное въ суткахъ, то

$$T^2 : 1 = R^3 : x^3,$$

$$x^3 = \frac{R^3}{T^2}.$$

Но, приблизительно,

$$T=27, \text{ а } R=60,$$

откуда

$$x=6.67 \text{ земныхъ радіуса.}$$

Процентное содержаніе основныхъ газовъ. Атмосферный воздухъ состоитъ изъ смѣси основныхъ газовъ: азота, кислорода, аргона (и тѣсно связанныхъ съ нимъ неона, ксенона, криптона и гелія)¹⁾, а также углекислоты и водяныхъ паровъ. Тщательные анализы воздуха показали также присутствіе озона, амміака, азотной кислоты и даже водорода. Наконецъ, въ атмосферѣ нашей суспендирована постоянно масса мельчайшей пыли разнообразнаго происхожденія. Анализы показали, что составъ воздуха, по отношенію къ основнымъ газамъ, отличается замѣчательнымъ постоянствомъ, независимо, конечно, отъ случайныхъ мѣстныхъ вліяній. Въ настоящее время принимаютъ, что воздухъ, освобожденный отъ углекислоты, водяныхъ паровъ и всѣхъ прочихъ примѣсей, имѣетъ слѣдующій составъ по объему и по вѣсу²⁾:

¹⁾ Спектральныя линіи гелія были впервые открыты въ хромосферѣ солнца Лоувер'омъ еще въ 1868 г., но самый элементъ оставался неизвѣстнымъ.

²⁾ Comptes-Rendus, 1896, Т. СХХІІІ, р. 805.

	По объему.	По вѣсу.
азотъ	78.06%	75.50%,
кислородъ	21.00	23.20 ,
аргонъ	0.94	1.30 .

Это постоянство состава имѣеть мѣсто не только при переходѣ отъ одной части земной поверхности къ другой; оно сохраняется также и до высотъ, доступныхъ нашему измѣренію. Такъ, пробы воздуха, принесенныя автоматическимъ приборомъ Saillété, поднятымъ на шаръ-зондъ 18 февраля 1897 года до высоты 15000 метровъ, дали, по анализамъ Leduc'a, слѣдующій результатъ :

азотъ	78.27%,
кислородъ	20.79 ,
аргонъ	0.94 .

Шлезингъ, анализируя воздухъ Парижа, Нормандіи и семи образцовъ, доставленныхъ изъ Средиземнаго моря и Атлантическаго океана, нашелъ подобныя же результаты ¹⁾.

По Hann'у, составъ сухого воздуха можетъ быть, въ настоящее время, выраженъ слѣдующимъ образомъ :

Газы.	Азотъ.	Кислородъ.	Аргонъ.	Углекис.	Водородъ.	Неонъ.	Гелій.
Плотность .	13.92	15.94	19.82	22.01	1.00	9.91	1.97
Содержаніе по объему .	78.03%	20.99	0.94	0.03	0.01	0.0015	0.00015
Точка кипѣн. при 760 мм.	—194°	—182.5°	—186°	—80°	—252.5°	—250°	?

Если же принять во вниманіе водяные пары, то составъ воздуха по объему слѣдующій :

	Азотъ.	Кислородъ.	Аргонъ.	Вод. пары.	Углекислота.
экваторъ .	75.99%	20.44	0.92	2.63	0.02
50° с. ш. .	77.32	20.80	0.94	0.92	0.02
70° с. ш. .	77.87	20.94	0.94	0.22	0.03

Постоянство состава воздуха по отношенію къ основнымъ газамъ (независимо отъ случайныхъ мѣстныхъ вліяній) можетъ

¹⁾ Comptes-Rendus. 1896, Т. СХХІІІ, р. 696.

быть объяснено, во-первыхъ, огромнымъ распространениемъ атмосферы, во-вторыхъ, — процессами диффузіи газовъ и, наконецъ, перемѣшиваніемъ и обмѣномъ слоевъ вѣчно подвижной атмосферы. Нѣкоторые ученые пытались изслѣдовать ближе вопросъ о возможности колебаній въ количествѣ кислорода атмосферы въ зависимости отъ измѣненій метеорологическихъ факторовъ. Наиболее полныя и обширныя изслѣдованія, въ этомъ направленіи, принадлежатъ Jolly въ Мюнхенѣ ¹⁾. Jolly изслѣдовалъ составъ воздуха двумя путями: вѣсовымъ и аэдиометрическимъ.

Обозначимъ вѣсъ единицы объема воздуха черезъ p ,
 » » » » кислорода » p_1 ,
 » » » » азота » p_{11} .

Если въ 100 объемахъ воздуха заключается x объемовъ кислорода, то содержаніе азота равно $100-x$; следовательно,

вѣсъ кислорода въ 100 объемахъ воздуха будетъ p_1x ,
 » азота » » » » » $p_{11}(100-x)$,
 » 100 объемовъ воздуха $p.100$.

Очевидно, что

$$p_1x + p_{11}(100-x) = p.100,$$

откуда

$$x = \frac{p - p_{11}}{p_1 - p_{11}} 100.$$

На основаніи старыхъ опредѣленій Regnault :

вѣсъ одного кубич. дециметра кислорода, т. е. $p_1 = 1.429802$ грамма,
 » » » » азота » $p_{11} = 1.256167$ » ,
 » » » » воздуха » $p = 1.293187$ » .

Откуда $x = 21.32\%$. Jolly предпринялъ провѣрку старыхъ опредѣленій Regnault. При помощи устроенныхъ имъ, крайне чувствительныхъ, вѣсовъ, онъ нашелъ :

$$p_1 = 1.442545 \text{ грамма,}$$

$$p_{11} = 1.269455 \text{ » .}$$

Вѣсъ же кубического дециметра, сухого и освобожденнаго отъ углекислоты, воздуха, взятаго въ разстояніи двухъ километровъ

¹⁾ Zeitschrift für Meteorologie. 1879, S. 227.

отъ города, колебался между 1.305754 грамма (при *NE* вѣтрѣ) и 1.304931 грамма (*S* вѣнѣ), т. е. въ предѣлахъ 0.9 миллиграмма, тогда какъ погрѣшность наблюдений не превышала 0.05 миллиграмма. Вставляя числа эти въ предыдущую формулу, найдемъ, что процентное содержаніе кислорода колеблется отъ 20.965% до 20.477%, т. е. въ предѣлахъ 0.5%; въ подобнымъ же результатамъ приводятъ и эвдиометрическія измѣренія (21.01 и 20.53). Вообще, изъ ряда своихъ опредѣленій, какъ въсовыхъ, такъ и эвдиометрическихъ, Jolly пришелъ къ заключенію, что полярныя теченія увеличиваютъ, а экваторіальныя уменьшаютъ содержаніе кислорода. Jolly предполагалъ, что уменьшенное содержаніе кислорода экваторіальнаго теченія можетъ быть объяснено тѣмъ, что эти теченія приходятъ изъ тропическихъ и субтропическихъ странъ, гдѣ, вслѣдствіе разнообразныхъ причинъ, процессы окисленія преобладаютъ надъ процессами возстановленія кислорода; въ полярныхъ же странахъ имѣетъ мѣсто обратное соотношеніе. Согласно съ этимъ, Mascagnò въ Палермо нашелъ, что, при юго-западныхъ вѣтрахъ, содержаніе кислорода на 0.8% ниже средняго. Нѣсколько позже (1880—1881 г.), Mogley, произведя рядъ анализовъ въ штатѣ Ohio, пришелъ къ аналогичнымъ, въ количественномъ отношеніи, результатамъ; но онъ утверждаетъ, что колебанія въ содержаніи кислорода связаны съ измѣненіемъ давленія: повышающееся давленіе уменьшаетъ количество кислорода и обратно, а это можетъ быть поставлено въ связь съ образованіемъ циклоновъ и антициклоновъ, а также съ восходящими и нисходящими токами. Vogler, въ Боннѣ, сопоставилъ дни, въ которые производились наблюденія Jolly, съ синоптическими картами и нашелъ, что случаи увеличенія содержанія кислорода совпадаютъ съ господствомъ барометрическихъ максимумовъ. Въ 1883 и 1884 годахъ профессоръ Hempel произвелъ рядъ новыхъ изслѣдованій въ Дрезденѣ и сопоставилъ ихъ съ одновременными опредѣленіями Hagen'a, произведенными на пути изъ Ливерпуля въ Нью-Йоркъ. Полученные результаты подтвердили колебаніе кислорода въ предѣлахъ указанныхъ Jolly. Но причины этихъ колебаній, какъ справедливо указываетъ Hempel, должны быть гораздо сложнѣе, чѣмъ это предполагали Jolly и Mogley. Причины эти должны быть связаны съ цѣлымъ рядомъ процессовъ и факторовъ, какъ физической такъ и органической жизни нашей планеты. Установить эту связь можно только пу-

темъ цѣлой сѣти однообразныхъ наблюденій въ различныхъ точкахъ земной поверхности и на различныхъ высотахъ ¹⁾).

Количество *водяныхъ паровъ* въ атмосферѣ подвержено значительнымъ колебаніямъ и играетъ огромную роль въ физической жизни нашей планеты. Изученіе свойствъ водяныхъ паровъ и ихъ круговорота въ атмосферѣ составитъ предметъ особой главы.

Углекислота и другіе газы. Атмосферѣ нашей свойственно также присутствіе *углекислоты*, количество которой было подвержено, по всей вѣроятности, значительнымъ измѣненіямъ въ различныя геологическія эпохи. Въ настоящее время найдено, что воздухъ, вдали отъ мѣстъ возможныхъ новообразованій углекислоты (городовъ, фабрикъ, вулкановъ), содержитъ, среднимъ числомъ, 30.0 литровъ въ 100 кубическихъ метрахъ воздуха (0.03%). Изъ 10-тилѣтнихъ наблюденій (1891—1900) въ обсерваторіи Montsouris, близъ Парижа, найдено слѣдующее содержаніе углекислоты (въ кубич. дециметрахъ) въ *дневные* (6 ч. утра—6 ч. вечера) и *ночные* (6 ч. вечера—6 ч. утра) часы въ 100 кубическихъ метрахъ воздуха:

	Средн.	День.	Ночь.	Разн.
Январь . . .	31.6	31.7	31.5	+0.2
Февраль . . .	31.5	31.6	31.3	+0.3
Мартъ . . .	31.5	31.3	31.6	—0.3
Апрѣль . . .	31.5	30.9	32.0	—1.1
Май	31.0	30.1	31.9	—1.8
Іюнь	31.1	30.4	31.8	—1.4
Іюль	30.7	30.1	31.3	—1.2
Августъ . . .	31.1	30.4	31.8	—1.4
Сентябрь . .	31.5	30.8	32.1	—1.3
Октябрь . . .	31.5	31.2	32.0	—0.8
Ноябрь . . .	32.2	31.9	32.4	—0.5
Декабрь . . .	31.9	31.9	32.0	—0.1
Годъ	31.4	31.0	31.8	—0.8

¹⁾ Сопоставленіе различныхъ результатовъ приведено въ статьѣ Ebert'a «Die Sauerstoffschwankungen und die Kohlensäure der Atmosphäre. Programm der Vitztumsehen Gymnasiums». 1885.

Изъ этой таблички виденъ ярко выраженный максимумъ въ ноябрѣ и минимумъ въ маѣ ¹⁾.

Надъ моремъ, въ нѣкоторыхъ случаяхъ, найдены болѣе низкія числа. Такъ напр., у западныхъ береговъ Сѣверной Африки и у восточныхъ береговъ Бразиліи наблюдали 14.0 — 20.0 л. Pettersson нашелъ, въ среднемъ, для южной части Атлантическаго океана 23.2. Лезандръ въ разныхъ пунктахъ Атлантическаго океана къ западу отъ Бретани, въ августѣ и сентябрѣ 1906 года, въ среднемъ въ 100 кубич. метрахъ воздуха, нашелъ 33.5 литра углекислоты ²⁾. Континентальный воздухъ Патагоніи далъ 27.0 (между 22.5 — 32.0). Надъ сѣверной частью Атлантическаго океана и надъ арктическимъ океаномъ найдено 30.5. Уменьшеніе это, вѣроятно, объясняется поглощеніемъ углекислоты водою океановъ. Вообще, по Müntz-Uben'у, воздухъ надъ моремъ содержитъ, въ среднемъ, углекислоты

въ сѣверномъ полушаріи 28.2,
» южномъ » 27.2.

Съ высотой, въ доступныхъ наблюденію предѣлахъ, количество углекислоты также мало измѣняется. Такъ :

На Pic-du-Midi (Müntz) на высотѣ 2880 метр.	27.8,
Въ одной долинѣ Пиренеевъ » » 600 »	28.2,
На Монбланѣ » » 4050 »	26.9,
» » » » 2080 »	26.2.

Во время воздушныхъ поднятій André найдено :

высота (въ метрахъ) 0	1200	2370	3200	3830,
содержаніе углекислоты 32.0	32.3	31.7	31.0	33.7.

Воздухъ, принесенный съ высоты 15000 метровъ (18 февраля 1897 года), содержалъ углекислоты 0.033% (т. е. 33.0 куб. децим. въ 100 куб. метрахъ воздуха).

Такимъ образомъ, количество углекислоты, въ среднемъ, колеблется въ небольшихъ предѣлахъ. Это относительное постоянство въ содержаніи углекислоты даетъ намъ право заключить, что на земной поверхности и въ ея атмосферѣ существуетъ,

¹⁾ Annales de l'observatoire municipal de Montsouris, t. IV, 1905, p. 266. Въ этомъ изданіи изложены подробно методы химическихъ изслѣдованій воздуха и осадковъ.

²⁾ C.-R. T. 143, № 15, Octobre. 1906.

своего рода, круговорот углекислоты. Углекислота, выделяющаяся и образующаяся въ одномъ мѣстѣ, потребляется или поглощается въ другомъ. Конечно, въ городахъ, закрытыхъ помѣщеніяхъ, особенно въ мѣстахъ скопленія людей, количество углекислоты поразительно возрастаетъ. Интересны, въ этомъ отношеніи, опредѣленія, произведенныя въ Одессѣ проф. А. А. Вериго и лаборантомъ А. А. Лебединцевымъ. Наблюденія производились по способу Pettenkofer'a, видоизмѣненному проф. Вериго¹⁾:

Время наблюденія.	Мѣсто наблюд.	Колич. углекислоты.
24 февраля 1890 г. 12 ¹ / ₂ ч. дня	Городской садъ	28.8
25 „ „ „ „ „ „		30.1
6 апрѣля „ „ 2 ¹ / ₂ „ „	Малый Фонтанъ	29.8
съ 6 по 7 апр. „ „ 12 ч. ночи		33.4
„ 7 „ 8 „ „ „ „ „ „		30.0
8 апрѣля „ „ 4 ч. дня		31.5
11 „ „ „ „ „ „		29.5

Поразительны результаты, полученные въ Ришельевской гимназій въ Одессѣ:

послѣ 1-го урока . . .	33.41	въ 10.000	объем. воздуха,
„ 3-го „ . . .	62.70	„ „ „ „	„
„ 5-го „ . . .	62.84	„ „ „ „	„

Главными источниками углекислоты въ атмосферѣ являются вулканическія изверженія, а также выдѣленія этого газа изъ почвы, атмосфера которой весьма богата углекислотой; второстепенное значеніе имѣютъ процессы дыханія животныхъ, гніеніе органическихъ веществъ, сожиганіе горючихъ матеріаловъ²⁾, различныя химическія производства и т. п. Съ другой стороны,

¹⁾ Лебединцевъ. Новое видоизмѣненіе Дальтона-Петтенкоферовскаго способа опредѣленія угольной кислоты въ воздухѣ. Одесса. 1890, стр. 36—38.

²⁾ По расчету Arrhenius'a, ежегодно сожигается около 700 милліоновъ тоннъ угля. Изъ 3 граммовъ угля и 8 граммовъ кислорода образуется 11 граммовъ углекислоты. Все сожигаемое годовое количество угля доставляетъ девятисотую часть углекислоты, содержащейся во всей атмосферѣ (Arrhenius, Lehrbuch der Kosm. Physik, II, S. 480).

зеленая часть растений, подъ дѣйствіемъ солнечныхъ лучей, разлагаютъ углекислоту воздуха, усваивая углеродъ и выдѣляя кислородъ. Но наиболѣе важнымъ регуляторомъ, является, по Schlösing'у, океанъ. воды котораго поглощаютъ около 83% всей вновь образующейся углекислоты. Взаимодѣйствіемъ этихъ процессовъ поддерживается то равновѣсіе, которое выражается настоящимъ содержаніемъ углекислоты. Въ прежнія геологическія эпохи, когда на земной поверхности преобладали тѣ или другіе процессы, балансъ этотъ могъ нарушаться и атмосфера наша получала избытокъ углекислоты или значительно очищалась отъ нея. Колебанія эти въ количествѣ углекислоты должны были неизбѣжно вліять на тепло-прозрачность атмосферы и, слѣдовательно, отражаться косвенно въ измѣненіяхъ климата¹⁾.

Такимъ образомъ углекислота совершаетъ двойной круговоротъ: одинъ — при посредствѣ растительныхъ и животныхъ организмовъ (разложеніе углекислоты зелеными частями растений, образованіе ея при процессѣ дыханія, горѣнія и гніенія); другой — путемъ процессовъ неорганическаго міра. Когда количество углекислоты въ воздухѣ надъ океанической поверхностью уменьшается, то разлагается двууглекислый кальцій морской воды; онъ отдаетъ половину своей углекислоты воздуху, а оставшіяся, нерастворимый, падаетъ на дно. Въ свою очередь, находящаяся въ воздухѣ углекислота, поглощенная атмосферными осадками, приносится на земную поверхность, растворяетъ здѣсь углекислую известь, необходимую для образованія двууглекислаго кальція и, такимъ образомъ, опять рѣками возвращается морю. Между углекислотой, связанной въ двууглекислой извести морской воды и углекислотой воздуха существуетъ равновѣсіе. Пониженіе температуры воды уменьшаетъ упругость связанной углекислоты океана, что влечетъ за собой уменьшеніе углекислоты воздуха. Болѣе низкая температура водъ океановъ южнаго полушарія объясняетъ уменьшеніе содержанія углекислоты въ этомъ полушаріи по отношенію къ сѣверному.

До сихъ поръ мы говорили о среднемъ содержаніи углекислоты. Но это количество претерпѣваетъ извѣстныя колебанія

¹⁾ См. интересную рѣчь академика Н. Н. Бекетова «Наша атмосфера во времени», произнесенную на сѣздѣ естествоиспытателей въ Кіевѣ 1898 году. (Дневникъ сѣзда).

во времени. Посреди суши замѣтны суточные колебанія: въ дневные часы количество углекислоты меньше, чѣмъ въ ночные, какъ это можно видѣть изъ слѣдующихъ чиселъ¹⁾:

	Днемъ.	Ночью.
Гаити	27.04	29.20
Флориды . . .	28.97	29.47
Мартиника . .	27.35	28.50
Мексика . . .	26.65	28.60
Патагонія . . .	26.64	26.70
Чили	26.65	28.20

По наблюденіямъ въ обсерваторіи въ Монсури, близъ Парижа (1891—1898), среднее содержаніе углекислоты:

отъ 6 ч. утра	до 6 ч. вечера . . .	31.0	
» » »	вечера » » »	утра . . .	31.8

Колебанія эти объясняются вышеуказанной жизнедѣятельностью растений подъ вліяніемъ дневного свѣта. Если это объясненіе справедливо, то въ мѣстности, лишенной растительности, суточные колебанія должны исчезать. И дѣйствительно, наблюденія, произведенныя на мысѣ Горнъ, посреди скалъ, дали для дневной и для ночной части сутокъ одинаковыя почти количества углекислоты.

Посреди океана, суточные колебанія въ количествѣ углекислоты имѣютъ обратный характеръ, т. е. максимумъ падаетъ на дневные часы, а минимумъ бываетъ ночью, что объясняется вліяніемъ температуры на выдѣленіе газа изъ морской воды.

Рядомъ съ основными составными частями воздуха, въ атмосферѣ нашей находятся многіе другіе химическіе элементы и ихъ соединенія въ крайне незначительномъ количествѣ. Присутствіе нѣкоторыхъ изъ этихъ веществъ является результатомъ разнообразныхъ процессовъ, совершающихся на земной поверхности и въ атмосферѣ (гниеніе, горѣніе, грозовая дѣятельность, фабричныя производства, выходъ газовъ изъ почвы и вулкановъ и т. п.). Распыленныя, во время бурь, частицы морской воды уносятся въ атмосферу на значительное разстояніе; на

¹⁾ Ebert. S. 14.

пути онѣ испаряются, оставляя въ атмосферѣ различныя вещества, которыя были въ ней растворены. Такимъ образомъ, можетъ быть объяснено присутствіе въ воздухѣ брома, іода, хлористаго натрія. Еще Schönbein въ Базелѣ нашелъ, что воздухъ, послѣ грозы, содержитъ 2—3 миллиграмма озона въ 100 кубическихъ метрахъ. Среднее содержаніе озона въ 100 кубическихъ метрахъ воздуха въ Монсури равно 1.6 миллиграмма. Количество озона претерпѣваетъ отъ одного дня къ другому значительныя колебанія, достигая максимума въ лѣтніе мѣсяцы (1.9 миллиграмма) и минимума—въ зимніе (1.3 миллиграмма). Въ лѣтніе мѣсяцы, какъ показали изслѣдованія Шене, преобладаетъ *перекись водорода*. Горный воздухъ содержитъ гораздо больше озона; такъ, въ 100 куб. метрахъ воздуха:

въ Шамуни,	на высоту 1050 метровъ,	найдено 3.7 mgr.
на Grands Mulets	» » 3050 »	» » 9.4 »

Озонъ играетъ въ природѣ весьма важную роль вслѣдствіе своихъ сильно окислительныхъ свойствъ (горный и лѣсной воздухъ).

Водородъ, присутствіе котораго въ воздухѣ вовсе отвергалось, найденъ Gautier въ 1901 году. Въ 100 литрахъ воздуха содержится, по Gautier, отъ 17.5 до 24.0 кубич. сантиметр. водорода (0.0198% по объему). Rayleigh допускаетъ содержаніе водорода въ количествѣ, не превышающемъ 0.0033%, а по Dewar'у оно равно 0.001%. Въ самое послѣднее время Edward Coates, въ лабораторіи Ramsay'a, нашелъ, что содержаніе водорода гораздо меньше, чѣмъ то, которое найдено опытами Gautier и не превосходятъ 0.000067% (Proceedings of the Royal Society. 1106. Vol. 78, p. 479).

Содержаніе *амміака* распределено довольно равномерно въ теченіе всего года. Изъ 18-тилѣтнихъ наблюденій въ обсерваторіи Монсури, среднее содержаніе амміака составляетъ 2.0 миллиграмма въ 100 кубич. метрахъ воздуха (максимумъ 2.2 миллиграмма отъ іюня до октября и минимумъ 1.7 mgr. въ февралѣ). Въ центрѣ Парижа количество амміака больше:

октябрь 1903 г.	. . .	2.5 миллиграмма
ноябрь	» » . . .	2.5 »
декабрь	» » . . .	2.1 »

На вершинѣ Pic-du-Midi (2880 метровъ), на югѣ Франціи, Müntz и Aubein нашли только 1.35 миллиграмма.

Подъ вліяніемъ грозовыхъ разрядовъ въ воздухѣ образуется незначительное количество азотной кислоты, которая уносится осадками на земную поверхность и доставляетъ почвѣ нѣкоторый запасъ азота.

Атмосферная пыль и пылемеръ Айткена. Значительную роль въ физической жизни нашей планеты играетъ пыль, постоянно суспендированная въ атмосферѣ и образующая своего рода *пылевую атмосферу* значительной мощности. Присутствие пыли въ атмосферѣ измѣняетъ ея прозрачность и разсѣивающую способность. Образуя легкій покровъ надъ земной поверхностью, она уменьшаетъ нѣсколько интенсивность дневныхъ нагрѣваній и ночныхъ охлажденій. Наконецъ, въ недавнее время, явилось предположеніе, что пылинки необходимы для образованія дождя: каждая пылинка является ядромъ, около котораго начинается процессъ сгущенія паровъ. Высказана была даже мысль, что «безъ пыли нѣтъ осадковъ». Хотя это крайнее воззрѣніе не подтвердилось дальнѣйшими изслѣдованіями, тѣмъ не менѣе, отсутствіе пыли значительно задерживаетъ процессъ сгущенія и, до нѣкоторой степени, можетъ удержать пары воды въ пересыщенномъ состояніи. Атмосферная пыль образуется изъ мелкихъ обломковъ, неорганическихъ и органическихъ, поднятыхъ вѣтромъ (мелкія части породъ, составляющихъ земную кору, части растительныхъ и животныхъ организмовъ), вулканической пыли и организованныхъ тѣлъ (бактеріи, плѣсень). Наконецъ, нѣкоторые ученые допускаютъ возможность существованія пыли *космическаго* происхожденія, какъ результатъ распыленія метеоритовъ¹⁾. Пыль эта образуетъ, какъ мы сказали, особую пылевую атмосферу, окутывающую земной шаръ и пульсирующую подъ вліяніемъ нагрѣваній и охлажденій. Въ дневные часы восходящія теченія уносятъ пыль въ болѣе высокіе слои, увеличивая мощность пылевой атмосферы; ночью происходитъ обратное. Пылевая атмосфера простирается, замѣтнымъ образомъ, до высоты около 5000 метровъ. О количествѣ этой пыли въ нижнихъ слояхъ земной атмосферы можно судить на основаніи наблюде-

¹⁾ Водяная пыль (капли дождя и тумана, ледяные кристаллы) будетъ подробно рассмотрѣна въ особой главѣ.

нiй Tissandier въ Парижѣ. Tissandier выставилъ въ тихія, безвѣтренныя ночи, въ слегка наклонномъ положенiи, листъ бумаги въ 1 квадрат. метръ. По истеченiи 24 часовъ, пыль осторожно собирали вѣсточкой, взвѣшивали и подвергали микроскопическому и химическому анализу. Въ другихъ случаяхъ, извѣстный объемъ испытываемаго воздуха пропускали черезъ дистиллированную воду, затѣмъ воду выпаривали и взвѣшивали твердый остатокъ. Примѣняли, наконецъ, особые приборы, собирающіе пыль (аэроскопы)¹⁾. Такимъ путемъ найдено, что, въ кубич. метрѣ воздуха, заключалось слѣдующее вѣсовое количество пыли:

послѣ сильнаго дождя	0.0060	грамма,
» 8-дневной тихой погоды	0.0230	» ,
при нормальныхъ условiяхъ	0.0060—0.0080	» .

Въ открытомъ полѣ Tissandier нашелъ:

при нормальныхъ условiяхъ	0.00025	грамма,
послѣ періода засухи	0.003—0.0045	» .

Чтобы иллюстрировать найденные результаты, Tissandier дѣлаетъ слѣдующій подсчетъ: въ слоѣ воздуха, отъ поверхности земли до высоты 5 метровъ, надъ площадью Марсова поля въ Парижѣ (500000 квадрат. метровъ), вѣсь суспендированной пыли равенъ 15 килограммамъ. Количество пыли, осаждающейся въ 24 часа на поверхность одного квадратнаго метра, колеблется въ различные дни отъ 0.0021 до 0.0081 грамма. Въ одномъ литрѣ выпадающаго изъ атмосферы дождя найдено 0.0250—0.1720 грамма. Что касается снѣга, то въ одномъ литрѣ растаявшаго снѣга:

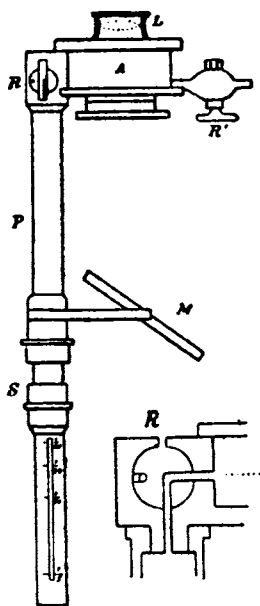
	Парижъ.	На башнѣ Notre-Dame.	Въ открытомъ полѣ.
первый снѣгъ	0.212	0.118	0.104 грамма,
позже	0.108	0.056	0.048 »

Химическое изслѣдованіе пыли обнаружило 35—24% сгораемыхъ веществъ и 65—76% несгораемыхъ. Кромѣ того, найдены частицы, которымъ слѣдуетъ приписать космическое происхожденіе (железо въ сопровожденiи никкеля и кобалта).

Вопросъ объ изученiи атмосферной пыли сдѣлалъ значительные успѣхи послѣ того, какъ Aitken устроилъ приборъ, по-

¹⁾ См. выше указанныя изданія обсерваторiи Montsouris.

мощью котораго можно опредѣлить число пылинко́въ, заключенныхъ въ извѣстномъ объемѣ воздуха. Принципъ прибора обоснованъ на томъ, что, при быстромъ расширеніи насыщеннаго парами воздуха, часть паровъ переходитъ въ жидкое состояніе; при этомъ, находящіяся въ воздухѣ пылинки являются первоначальными ядрами осажденія паровъ. Допустимъ, что извѣстный



Фиг. 56.

объемъ воздуха, насыщеннаго парами, и находящагося въ замкнутомъ сосудѣ *A* (фиг. 56), подвергается многократно быстрымъ расширениямъ, при помощи насоса *P*; пылинки, на которыхъ осаждается влага, дѣлаются тяжелѣе и падаютъ внизъ. При повтореніи этой операціи, взятый нами объемъ воздуха, мало по малу, почти совершенно очищается отъ пыли. Если теперь, въ это пространство, введемъ изслѣдуемый воздухъ, то, послѣ разрѣженія, опять образуются капли, которыя будутъ падать на дно сосуда. Остается только сосчитать число упавшихъ капель. Для этой цѣли дно сосуда представляетъ стеклянную прозрачную пластинку, раздѣленную на квадратные миллиметры и хорошо освѣщенную снизу зеркаломъ *M*. Число капель дастъ число пылинко́въ въ опредѣленномъ объемѣ воздуха ¹⁾.

Въ послѣднее время при помощи прибора Aitken'a произведены уже многочисленныя наблюденія. Меньше всего пыли содержится въ воздухѣ послѣ продолжительнаго періода дождя или снѣга; особенно много пыли въ замкнутыхъ помѣщеніяхъ. Въ слѣдующей таблицѣ показано число пылинко́въ въ каждомъ кубическомъ сантиметрѣ воздуха:

въ открытомъ мѣстѣ послѣ ночного дождя	32000
» » » » сухой, хорошей погоды	130000

¹⁾ Melander. Sur la condensation de la vapeur d'eau dans l'atmosphère. Helsingfors, 1897.

въ комнатѣ, съ двумя газовыми рожками, на высотѣ	
1.2 метра надъ поломъ	1860000
тоже, но на разстояніи 1.2 метра отъ потолка . . .	5420000
въ воздухѣ надъ пламенемъ бунзеновской горѣлки .	30000000

Вообще, число пылинокъ увеличивается по мѣрѣ уменьшенія относительной влажности. Число пылинокъ въ кубическомъ сантиметрѣ уменьшается также съ высотой, какъ это видно изъ наблюденій Aitken'a на Monte-Mottorone:

	0 м.	300 м.	450 м.	600 м.
при восходящемъ теченіи				
воздуха изъ долины .	4857	4750	3430	3125
при другихъ вѣтрахъ .	4743	3270	2195	1453

Изъ этой таблицы видно, что восходящія теченія значительно поднимаютъ высоту пылевой атмосферы. Помутненія атмосферы пылью также невелики посреди большихъ снѣговъ альпійскихъ полей. Воздухъ, находящійся надъ большими водными пространствами, въ значительной степени освобожденъ отъ пыли. Такъ напр., на Ben Nevis (въ Шотландіи) Aitken нашелъ, что при вѣтрѣ, дующемъ съ Атлантическаго океана, число пылинокъ падаетъ до 72. Вотъ еще нѣсколько новыхъ опредѣленій Melander'a:

въ Лоймоу въ Финляндіи	300—4000	въ куб. сант.
» Бисарѣ (сѣв. граница Сахары)	до 30375	» » »
на островѣ, лежащемъ въ 17 верст.		
отъ Христіанзунда при СВ. вѣтрахъ		
(съ моря)	1300	» » »
тамъ же при ЮВ. вѣтрѣ (съ берега)	84000	» » »
» » абсолютный минимумъ	130	» » »
» » » максимумъ	102000	» » »

Пылинокъ больше въ сухомъ воздухѣ, чѣмъ во влажномъ; днемъ больше, чѣмъ ночью.

	Max.	Min.
На Rigi-Culm (1880 м.) при вѣтрѣ, дую-		
щемъ съ горъ	1305	421
» » » при вѣтрѣ, дующемъ изъ		
населенныхъ мѣстъ	5755	1092

	Max.	Min.
на вершинѣ Эйфелевой башни	104000	226
» метеорологич. обсерваторіи Парижа	210000	160000
» улицѣ Викторіи въ Лондонѣ	140000	100000
въ городѣ Глазго (зимою).	470000	170000
на Ben Nevis	144000	0
въ Эдинбургѣ (зимою).	250000	45000

Морской и горный воздухъ бѣденъ пылью, какъ видно изъ слѣдующаго :

	Изъ Среди- аснаго моря	Изъ Альпъ	Изъ Атлант. океана
среднее.	1600	890	340
минимумъ.	890	380	70

Въ ходѣ явленія на Ben Nevis можно подмѣтить суточный періодъ :

часы	1 пн.	4	7	10	1 пд.	4	7	10
число пылинокъ въ 1 куб. сант.	736	526	576	551	950	1438	1035	1029

Максимумъ пыли совпадаетъ съ минимумомъ относительной влажности и максимумомъ развитія восходящихъ токовъ. Интересны наблюденія, произведенныя Lüdeling'омъ на Helgoland'ѣ лѣтомъ 1903 года ¹⁾. Изъ этихъ изслѣдованій видно, что въ отдѣльныхъ случаяхъ число пылинокъ достигало 100000 и болѣе въ одномъ кубическомъ сантиметрѣ воздуха.

Кромѣ органическихъ и неорганическихъ обломковъ, въ атмосферѣ находится организованная пыль—бактеріи и плѣсневые грибки. Правильныя и непрерывныя наблюденія надъ числомъ бактерій производятся въ обсерваторіи Montsouris въ Парижѣ. Изъ десятилѣтнихъ наблюденій (1890—1899) среднее мѣсячное число бактерій и плѣсневыхъ грибковъ въ каждомъ кубическомъ метрѣ воздуха на площади Saint-Gervais выразилось слѣдующими числами :

¹⁾ См. Ergebnisse der Meteorologischen Beobachtungen in Potsdam. Berlin. 1904, S. XXIII.

	Бактеріи.	Плѣсень.		Бактеріи.	Плѣсень.
январь . .	3805	1825	іюль . . .	11540	2740
февраль . .	3425	1730	августъ . .	10530	2630
мартъ . .	4495	1640	сентябрь . .	8830	2655
апрѣль . .	8460	1800	октябрь . .	7150	2725
май . . .	8960	1675	ноябрь . .	5640	2370
іюнь . . .	10285	2000	декабрь . .	4380	2210
			годъ . . .	7290	2165

Число организованной пыли быстро уменьшается при переходѣ къ океанамъ, а также къ полярнымъ странамъ.

Изъ сказаннаго видно, что пыль вообще образуетъ атмосферу, которая крайне неравномѣрно распредѣлена въ пространствѣ. Она сгущена надъ сушей и разрѣжена надъ океанами. Распредѣленіе надъ сушей, въ данный моментъ, находится въ зависимости отъ большей или меньшей сухости воздуха и отъ направленія вѣтра. Съ высотой плотность пылевой атмосферы убываетъ до верхнихъ предѣловъ ея распространенія, достигающихъ, по всей вѣроятности, высоты 5000 метровъ. Вся эта атмосфера пульсируетъ, подымаясь или опускаясь, вслѣдъ за повышеніемъ или пониженіемъ температуры и развитіемъ восходящихъ и нисходящихъ токовъ воздуха. Въ атмосферѣ нашей возможны настоящія пылевые бури, сопровождающіяся поднятіемъ огромнаго количества пыли, уносимой вѣтрами на значительное разстояніе. Бури эти способствуютъ видоизмѣненію рельефа, срывая въ одномъ мѣстѣ болѣе или менѣе значительные слои земли и насыпая въ другомъ цѣлые пласты наносной почвы. Двѣ такіа пыльные бури, господствовавшія на юго-западѣ Россіи въ 1892 году, описаны въ изданіяхъ метеорологической обсерваторіи Новороссійскаго университета ¹⁾. Перенесеніемъ земляныхъ частицъ обусловлено, между прочимъ, образованіе, такъ называемыхъ, «лѣссовыхъ почвъ». Къ тѣмъ же временнымъ вспышкамъ можно отнести накопленіе *вулканической* пыли въ атмосферѣ послѣ изверженія вулкана Кракатау въ августѣ 1883 года.

¹⁾ См. Метеорологическое Обзорніе. Труды метеорологической стѣткы юго-запада Россіи въ 1892 году, статья С. Г. Попруженко и анализъ пыли профессора М. Д. Сидоренко.

Литературныя указанія.**А) Распространеніе атмосферы.**

- 1) Neumann. Einleitung in die theoretische Physik, S. 168.
- 2) Laplace. Exposition du système du monde. Paris. 1796.
- 3) Thiesen. Ueber die Verbreitung der Atmosphäre. Berlin. 1878.
- 4) *Exner. Unsere Atmosphäre. Wien. 1880.
- 5) Ritter. Untersuchungen über die Höhe der Atmosphäre und über die Konstitution gasformiger Weltkörper.
- 6) Smoluchowsky. Ueber die Atmosphäre der Erde und der Planeten. Physikalische Zeitschrift. 1902, № 20, S. 307.

Б) Состав атмосферы.

- 1) * Annales de l'observatoire municipal de Montsouris, особенно новая серия, томы I—IV (1900—1903 годы).
- 2) *Henriet. Les gaz de l'atmosphère.
- 3) *William Ramsay. The gases of the atmosphere. London. 1891. Французскій переводъ, изданъ въ 1898 году.
- 4) *Blucher. Die Luft. Leipzig. 1900.
- 5) *Tissandier. Les poussières de l'atmosphère.
- 6) *Melander. Sur la condensation de la vapeur d'eau dans l'atmosphère. 1897.
- 7) * Veröffentl. der Preuss. Meteorologisch. Instituts. 1904.

II.**Физическія свойства атмосферы.**

Законы Бойля-Мариотта и Гей-Люссака. Въсь кубическаго метра воздуха. Давленіе воздуха. Барометрическая формула. Таблицы Шараторста и Фоглера. Формула Babinet и ея приложенія. Ходъ гипсометрической съемки. Приведеніе давленія къ уровню моря. Законъ Dalton'a и его слѣдствія. Высота однородной атмосферы. Теплоемкость воздуха при постоянномъ давленіи и постоянномъ объемѣ. Основное уравненіе механической теоріи тепла. Восходящія и нисходящія токи. Фѣнь. Теплопроводность воздуха. Свѣто- и теплопрозрачность. Литературныя указанія.

Законъ Бойля-Мариотта и Гей-Люссака. Основные газы, входящія въ составъ атмосферы, подчиняются, какъ извѣстно, слѣдующимъ законамъ :

1) Законъ Бойля-Мариотта, по которому объемъ данного количества газа, при постоянной температурѣ, обратно пропорціоналенъ вѣдшнему давлению (или упругость данного количества газа обратно пропорціональна его объему). Исслѣдованія Менделѣева (1874—1876) показали, что, въ предѣлахъ давленій отъ 5 до 650 мм., воздухъ сжимается меньше, чѣмъ слѣдуетъ по закону Мариотта. Отступленія уменьшаются по мѣрѣ приближенія къ 650 мм. Fuchs (1888) подтвердилъ результаты Менделѣева. Изъ этого видно, что примѣненіе закона Мариотта къ верхнимъ слоямъ атмосферы, гдѣ давленіе значительно ниже указаннаго предѣла (650 мм.), можетъ внести нѣкоторыя погрѣшности. Такъ какъ всѣ наши барометрическія формулы основаны на законѣ Мариотта, то примѣненіе ихъ для вычисленія значительныхъ высотъ, напримѣръ высотъ, до которыхъ поднимаются наши шары-зонды¹⁾, даетъ не вполне точные результаты. Законъ этотъ вѣренъ для болѣе низкихъ слоевъ атмосферы. Пусть v и v_1 будутъ объемы газа при давленіяхъ p и p_1 и одной и той же температурѣ t . По закону Мариотта $p : p_1 = v_1 : v$ или $pv = p_1v_1 = \text{постоянной}$.

2) Законъ Гей-Люссака. Коэффициентъ расширенія газовъ, нагрѣваемыхъ при неизмѣнномъ вѣдшнемъ давленіи, есть величина постоянная и притомъ для всѣхъ газовъ одна и таже, а именно

$$\alpha = \frac{1}{273} = 0.00366.$$

Возьмемъ единицу массы газа (1 килограммъ) и обозначимъ его объемъ (удѣльный объемъ) черезъ v . Пусть, при температурѣ 0° и нормальномъ давленіи p_0 , объемъ того же газа будетъ v_0 . Не измѣняя давленія, нагрѣемъ газъ до температуры t° . На основаніи закона Гей-Люссака

$$v_t = v_0(1 + \alpha t)$$

$$\text{или} \quad v_0 = \frac{v_t}{1 + \alpha t} \quad (1)$$

¹⁾ Во время поднятія шара-зонда изъ Триппа близъ Парижа, 26 іюня 1898 г., барометръ опустился до 121.6 мм., а барометръ, на шаръ-зондѣ, пущенномъ изъ Шарлотенбурга 7 іюля 1894 года, показавалъ ниже 85 мм.

Положимъ, что данная масса газа

при давленіи p_1 и температурѣ t_1 имѣетъ объемъ v_1 ,
 » » p_2 » » t_2 » » v_2 .

Приведемъ, на основаніи уравненія (1), объемы v_1 и v_2 къ температурѣ 0° . Тогда

при давленіи p_1 и температурѣ 0° объемъ будетъ $\frac{v_1}{1+at_1}$.
 » » p_2 » » 0° » » $\frac{v_2}{1+at_2}$.

Но, по закону Мариотта,

$$p_1 : p_2 = \frac{v_2}{1+at_2} : \frac{v_1}{1+at_1},$$

$$\frac{p_1 v_1}{1+at_1} = \frac{p_2 v_2}{1+at_2} = \text{постоянной.}$$

Обозначимъ черезъ v_0 удѣльный объемъ газа при температурѣ 0° и нормальномъ давленіи p_0 ; тогда

$$\frac{p_1 v_1}{1+at_1} = p_0 v_0,$$

но $\alpha = \frac{1}{273}$, слѣд.,

$$p_1 v_1 = \frac{p_0 v_0}{273} (273 + t_1).$$

Обозначая $\frac{p_0 v_0}{273} = R$ и $273 + t_1 = T_1$,

получимъ

$$p_1 v_1 = RT_1 \quad \text{или вообще}$$

$$pv = RT, \quad \text{гдѣ } T \text{—абсолютная температура.}$$

Последнее уравненіе можно разсматривать какъ аналитическое выраженіе законовъ Мариотта и Гей-Люссака ¹⁾.

Вѣсъ кубическаго метра воздуха. Воздушная оболочка давитъ на земную поверхность. Давленіе это измѣряется вѣсомъ столба ртути, поднятаго въ барометрѣ. Если высота ртути равна

¹⁾ Замѣтимъ, что давленіе выражено здѣсь въ килограммахъ на квадратный метръ, объемъ въ кубическихъ метрахъ, отнесенный къ единицѣ массы газа (удѣльный объемъ).

h сантиметровъ, то давленіе p , выраженное въ килограммахъ на квадратный метръ, будетъ

$$p = h \cdot 13.596$$

гдѣ 13.596 есть удѣльный вѣсъ ртути.

Нормальнымъ давленіемъ считаютъ давленіе столба ртути въ 76 сантиметровъ высоты, взятаго на уровнѣ моря подъ 45° широты, гдѣ напряженіе тяжести равно g_{45} . Это давленіе равно $p_0 = 10333$ килограмма на квадратный метръ. При этихъ условіяхъ $v_0 = 0.7733$ кубич. метра.

Нетрудно опредѣлить вѣсъ кубич. единицы воздуха. Извѣстно, что, при температурѣ 0° , нормальномъ давленіи p_0 , на уровнѣ моря и подъ широтою 45° , вѣсъ одного кубическаго метра сухого воздуха,

$$G_0 = 1.29305 \text{ килограмм.}$$

Очевидно, что, на основаніи законовъ Мариотта и Гей-Люссака, вѣсъ кубич. метра сухого воздуха при давленіи $p - e$, температурѣ t , подъ широтою φ и на высотѣ h , гдѣ напряженіе тяжести g , выражается формулой

$$G_1 = 1.29305 \frac{p - e}{10333} \cdot \frac{1}{1 + \alpha t} \cdot \frac{g}{g_{45}}$$

Если воздухъ влаженъ и упругость водяныхъ паровъ равна e , то, какъ будетъ доказано ниже, вѣсъ паровъ, заключенныхъ въ кубическомъ метрѣ,

$$G_2 = 1.29305 \frac{e}{10333} \cdot \frac{1}{1 + \alpha t} \cdot \frac{g}{g_{45}} \cdot 0.622.$$

Вѣсъ кубическаго метра влажнаго воздуха упругость котораго p

$$S = G_1 + G_2 = 1.29305 \frac{p}{10333} \cdot \frac{1}{1 + \alpha t} \left(1 - 0.378 \frac{e}{p} \right) \frac{g}{g_{45}}$$

Но изъ ученія о напряженіи тяжести (стр. 56) извѣстно:

$$\frac{g}{g_{45}} = (1 - 0.0026 \cos 2\varphi) (1 - \beta h),$$

слѣд.,

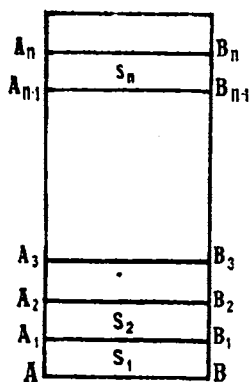
$$S = \frac{p}{7991} \cdot \frac{1}{1 + \alpha t} \cdot \left(1 - 0.378 \frac{e}{p} \right) (1 - 0.0026 \cos 2\varphi) (1 - \beta h).$$

Давленіе воздуха. Всей массой своей воздушная оболочка производитъ на поверхность земли извѣстное давленіе. Въ состояніи равновѣсія, каждый слой находится подъ давленіемъ, равнымъ вѣсу всѣхъ слоевъ, расположенныхъ выше по вертикальному направленію. Давленіе это уравнивается упругостью слоя; слѣдовательно, въ состояніи равновѣсія, давленіе и упругость воздуха равнозначны и равны вѣсу всѣхъ выше лежащихъ слоевъ. Измѣряя давленіе, мы, тѣмъ самымъ, измѣряемъ вѣсъ слоевъ выше лежащихъ. Это заключеніе справедливо для состояніи равновѣсія. Если воздухъ, въ данномъ мѣстѣ, быстро нагрѣвается, то упругость его увеличивается и она можетъ быть, нѣкоторое время, больше вѣса выше лежащихъ слоевъ. Точно также, если въ извѣстномъ объемѣ происходитъ сгущеніе паровъ, упругость уменьшается на величину упругости сгустившихся паровъ. Но, вслѣдствіе крайней подвижности воздуха, эти разности весьма скоро уравниваются. Тѣмъ не мѣнѣе, мы будемъ ближе къ истинѣ, если скажемъ, что наши приборы измѣряютъ, въ каждый данный моментъ, упругость того слоя, въ которомъ они помѣщены. Если въ воздухѣ суспендированы постороннія частицы, то онѣ тоже увеличиваютъ удѣльный вѣсъ воздуха, а слѣдовательно, и давленіе. Но это увеличеніе ничтожно. Найдено, что въ 1 кубич. метрѣ плотныхъ кучевыхъ облаковъ заключается не болѣе 5 граммовъ воды; если возьмемъ облако мощностью въ 1000 метровъ, то общій вѣсъ воды въ немъ будетъ 5 килограммовъ. Средняя величина давленія равна 10333 кил. на квадратный метръ; слѣдовательно, вѣсъ воды составитъ $\frac{5}{10333}$ всего давленія атмосферы, что соответствуетъ 0.4 мм. барометрическаго столба. Если атмосфера находится въ движеніи, то это необходимо должно отразиться на давленіи. При восходящемъ токи, давленіе на основаніе воздушнаго столба уменьшается, при нисходящемъ—увеличивается. Но токи эти вообще имѣютъ незначительные поперечные размѣры, а слѣдовательно, могутъ вызвать лишь мѣстные колебанія давленія. Интересны колебанія барометра передъ и во время дождя, особенно въ лѣтнее грозное время. Обыкновенно до грозы бываютъ восходящіе токи; вслѣдствіе чего, давленіе понижается. Въ восходящемъ потоки происходитъ сгущеніе паровъ, что влечетъ за собой дальнѣйшее пониженіе. Но, съ началомъ сильнаго

дождя, восходящій токъ прекращается; кромѣ того, падающія капли дождя увлекаютъ внизъ частицы воздуха и способствуютъ образованію *нисходящаго* тока, подъ вліяніемъ котораго упругость въ нижнихъ слояхъ увеличивается; увеличенію давленія способствуетъ также и то обстоятельство, что, при паденіи дождя, увлекаются внизъ частицы съ довольно значительной высоты, т. е. частицы болѣе холодныя, увеличивающія плотность воздуха. Этими соображеніями можно объяснить характерный ходъ давленія во время грозы: кривая давленія падаетъ внизъ и, съ началомъ дождя, образуетъ рѣзкій скачекъ вверхъ.

Временныя и мѣстныя измѣненія упругости, а слѣдовательно, соответствующія измѣненія давленія можно наблюдать также при прохожденіи, черезъ данное мѣсто, продольной волны, вызванной сильными взрывами въ атмосферѣ. Подобныя мелкія колебанія давленія отмѣчены, напримѣръ, барографами Европы во время вулканическихъ изверженій 1883 года въ Зондскомъ проливѣ.

Барометрическая формула. Исходя изъ законовъ Мариотта и Гей-Люссака, выведемъ формулу, выражающую измѣненіе давленія съ высотой. Изъ всей массы атмосферы, вырѣжемъ



Фиг. 57.

мысленно вертикальный столбъ воздуха ABA_nB_n (фиг. 57) отъ поверхности земли до крайнихъ предѣловъ атмосферы, основаніе котораго равно 1 квадратному метру. Разсѣжемъ этотъ столбъ рядомъ горизонтальныхъ плоскостей, отстоящихъ другъ отъ друга на 1 метръ. Объемъ каждой изъ пластинокъ ABA_1B_1 , $A_1B_1A_2B_2$ и т. д. равенъ одному кубическому метру. Обозначимъ давленія воздуха на сѣченія AB , A_1B_1 , A_2B_2 и т. д. буквами p , p_1 , p_2 , ... вѣсь пластинокъ— S_1 , S_2 , ... Очевидно, давленіе воздуха на сѣченіе A_1B_1 будетъ меньше, чѣмъ на сѣченіе AB на вѣсь пластинки ABA_1B_1 ; давленіе на сѣченіе A_2B_2

еще уменьшится на вѣсь пластинки $A_1B_1A_2B_2$ и т. д. Вообще, давленіе атмосферы, при переходѣ отъ одного сѣченія къ непосредственно слѣдующему, уменьшается на вѣсь пройденнаго слоя, т. е.

$$\begin{aligned}
 p - p_1 &= S_1 \\
 p_1 - p_2 &= S_2 \\
 p_2 - p_3 &= S_3 \\
 &\dots\dots\dots \\
 &\dots\dots\dots \\
 p_{n-1} - p_n &= S_n.
 \end{aligned}
 \tag{2}$$

Если бы вѣсь всѣхъ пластинокъ былъ одинаковъ или измѣнялся по извѣстному простому закону, то нетрудно было бы опредѣлить давленіе на любой высотѣ. Въ дѣйствительности же, измѣненіе вѣса отдѣльныхъ пластинокъ довольно сложно и требуетъ вывода особой, такъ называемой, *барометрической формулы* ¹⁾. Допустимъ, что взятый нами вертикальный столбъ воздуха имѣетъ одну и ту же температуру равную нулю. Тогда, на основаніи закона Мариотта, вѣсь каждой пластинки пропорціоналенъ давленію, подъ которымъ она находится, т. е.

$$\begin{aligned}
 S_1 &= kp_1 \\
 S_2 &= kp_2 \\
 &\dots\dots\dots \\
 S_n &= kp_n \\
 \text{и вообще} \quad S &= kp.
 \end{aligned}
 \tag{3}$$

Внося эти значенія въ уравненія (2), получимъ

$$\begin{array}{ll}
 p = p_1 + kp_1 & p = p_1(1+k) \\
 p_1 = p_2 + kp_2 & p_1 = p_2(1+k) \\
 \dots\dots\dots & \text{или} \quad \dots\dots\dots \\
 \dots\dots\dots & \dots\dots\dots \\
 p_{n-1} = p_n + kp_n & p_{n-1} = p_n(1+k)
 \end{array}$$

Перемножая соотвѣтственно обѣ части этихъ уравненій, имѣемъ:

$$p \cdot p_1 \cdot p_2 \cdot \dots \cdot p_{n-1} = p_1 \cdot p_2 \cdot p_3 \cdot \dots \cdot p_{n-1} \cdot p_n (1+k)^n$$

Произведемъ соотвѣтствующія сокращенія:

$$\frac{p}{p_n} = (1+k)^n.$$

Логарифмируемъ обѣ части равенства

$$\log \frac{p}{p_n} = n \log (1+k)$$

¹⁾ Болѣе точный выводъ формулы помѣщенъ въ «Приложеніяхъ».

Во второй части заменим обыкновенный логарифмъ натуральнымъ

$$\log \frac{p}{p_n} = n \text{Log} (1+k) M,$$

гдѣ M (модуль) = 0.43426. Въ началѣхъ высшаго анализа доказывается, что $\text{Log} (1+k)$, гдѣ k — небольшая правильная дробь, можно разложить въ строку

$$\text{Log} (1+k) = k - \frac{k^2}{2} + \frac{k^3}{3} - \dots$$

Но, какъ увидимъ далѣе, коэффициентъ k равенъ дѣйствительно весьма малой правильной дроби, а потому, безъ большой погрѣшности, можно ограничиться первымъ только членомъ:

$$\log \frac{p}{p_n} = nkM. \quad (4)$$

Остается опредѣлить коэффициентъ k . Для этого вспомнимъ, что вѣсъ кубическаго метра воздуха выражается слѣдующимъ образомъ (см. стр. 136)

$$S = \frac{p}{7981} \cdot \frac{1}{1+\alpha t} \left(1 - 0.378 \frac{e}{p} \right) (1 - 0.0026 \text{Cos} 2\varphi) (1 - \beta h).$$

Сравнивая это уравненіе съ (3), находимъ:

$$k = \frac{1}{7981} \cdot \frac{1}{1+\alpha t} \left(1 - 0.378 \frac{e}{p} \right) (1 - 0.0026 \text{Cos} 2\varphi) (1 - \beta h).$$

Подставляя въ (4) и произведя дѣйствія, получимъ:

$$n = 18401.2 (1 + \alpha t) \frac{1}{1 - 0.378 \frac{e}{p}} \frac{1}{1 - 0.0026 \text{Cos} 2\varphi} \frac{1}{1 - \beta h} \log \frac{p}{p_n}$$

или:

$$n = 18401.2 (1 + 0.00366t) \left(1 + 0.378 \frac{e}{p} \right) (1 + 0.0026 \text{Cos} 2\varphi) (1 + \beta h) \log \frac{p}{p_n}$$

Эта формула называется формулой *барометрическаго нивелированія*. Въ этой формулѣ, отношеніе давленій $\frac{p}{p_n}$, выраженное въ килограммахъ на квадратный метръ, можно замѣнить отноше-

ніємъ барометрическихъ высотъ, измѣренныхъ въ одинъ и тотъ же моментъ.

Барометрическая формула даетъ возможность рѣшить одну изъ трехъ задачъ :

1) зная давленіе, температуру и абсолютную влажность на верхней и нижней станціи, можно вычислить h , т. е. разность уровней двухъ станцій;

2) зная давленіе, температуру, абсолютную влажность на нижней станціи, а также, если извѣстенъ законъ уменьшенія температуры и влажности съ высотой, можно вычислить давленіе воздуха на любой высотѣ;

3) зная давленіе, температуру и влажность на верхней станціи, высоту этой станціи и законъ измѣненія температуры и влажности съ высотой, можно опредѣлить давленіе на нижней станціи.

Рѣшеніе каждаго изъ этихъ вопросовъ по общей формулѣ требуетъ весьма сложныхъ вычисленій. Для облегченія вычисленій, эта формула разлагается въ таблицы, значительно упрощающія технику дѣла. Такия таблицы можно найти въ сочиненіяхъ Rühlmann'a, Schreiber'a, Bauernfeind'a, Liznar'a¹⁾.

Остановимся нѣсколько подробнѣе на первой изъ указанныхъ задачъ: опредѣленіе разности уровней двухъ станцій (барометрическое нивелированіе). Изъ общей формулы видно, что, для опредѣленія разности уровней двухъ станцій, нужно знать величины t , $\frac{e}{p}$, φ , h , p и p_n . Количество t , представляетъ среднюю температуру столба воздуха, заключеннаго между нижней и верхней станціей. Но если t_1 есть температура нижней, а t_n —температура верхней станціи, то, безъ значительной погрѣшности, можно вмѣсто t подставить среднее арифметическое

$$t = \frac{t_1 + t_n}{2}.$$

На томъ же основаніи

$$\frac{e}{p} = \frac{1}{2} \left(\frac{e_1}{p_1} + \frac{e_n}{p_n} \right)$$

и
$$\varphi = \frac{\varphi_1 + \varphi_n}{2}.$$

¹⁾ См. литературныя указанія въ концѣ этой главы.

Такъ какъ $\beta=0.000000196$, то произведеніе βh весьма, малая величина, и множитель $(1+\beta h)$ мало отличается отъ единицы а потому, безъ большой погрѣшности, этимъ множителемъ можно пренебречь.

Таблицы Шарнгорста и Фоглера¹⁾. Если разность высотъ не превышаетъ 500—600 метровъ, то пользуются таблицами Шарнгорста. Въ этомъ случаѣ, въ формулѣ можно отбросить множители, содержащіе φ , $\frac{e}{p}$, h и написать ее въ слѣдующемъ видѣ:

$$n=18401.2(1+at) \lg\left(\frac{p}{p_n}\right),$$

но т. к. у Шарнгорста результаты даются не въ метрахъ, а въ футахъ, то

$$n=60463.4(1+at) \lg\left(\frac{p}{p_n}\right).$$

Разложимъ эту формулу въ таблицы и для этой цѣли сдѣлаемъ въ ней нѣкоторыя преобразованія. Очевидно, что

$$\lg\left(\frac{p}{p_n}\right)=\lg\left(\frac{760}{p_n}\right)-\lg\left(\frac{760}{p}\right);$$

подставивъ это выраженіе въ послѣднюю формулу, получимъ:

$$n=\left[60463.4 \lg\left(\frac{760}{p_n}\right)-60463.4 \lg\left(\frac{760}{p}\right)\right] \cdot (1+at).$$

Обозначимъ уменьшаемое въ этомъ выраженіи черезъ H_n , а вычитаемое черезъ H . Тогда формула приметъ такой видъ:

$$n=(H_n-H)(1+at) \text{ или } n=(H_n-H)+(H_n-H) \cdot at.$$

Шарнгорстъ, разъ навсегда, вычислилъ H_n и H , давая p_n всевозможныя значенія, такъ что по давленію p можно всегда найти H_n и H . Въ другой таблицѣ вычислены произведенія $(H_n-H)at$

¹⁾ См. Шарнгорстъ. Таблицы для вычисленія высотъ. Спб. 1887 и Vogler. Graphische Barometertafeln. Braunschweig. 1880.

для различныхъ температуръ. Чтобы видѣть, какъ пользуются этой формулой, примѣнимъ ее къ какому-нибудь частному случаю. Положимъ, что нужно опредѣлить разницу уровней двухъ станцій, въ которыхъ температура и давленіе слѣдующія: на нижней станціи давленіе=752 мм., температура=20°; на верхней станціи давленіе=698 мм., температура=10°. Опредѣлимъ по таблицамъ Шарнгорста разность высотъ. Для этого нужно найти H_a , H и ихъ разность. Въ таблицахъ Шарнгорста противъ столбца съ различными значеніями давленій находится столбецъ съ соответственными значеніями высотъ:

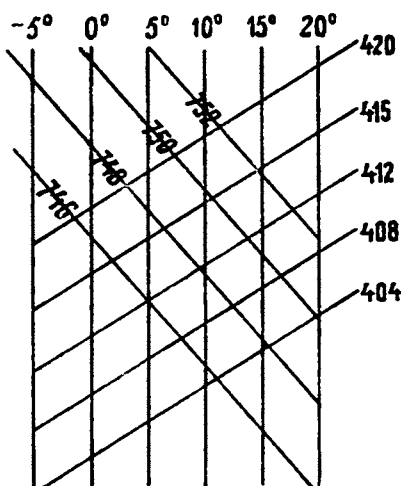
Давленія (въ миллиметрахъ)	Высоты (въ футахъ)	Давленія (въ миллиметрахъ)	Высоты (въ футахъ)
695	2348	749	382
696	2310	750	347
697	2272	751	312
698	2235	752	278
699	2197	753	243
700	2159	754	208

Такъ напримѣръ, въ столбцѣ давленій ищемъ наше давленіе и число противъ котораго оно написано. Противъ числа 698 написано 2235; это и будетъ первый членъ нашей формулы H_a . Противъ числа 752 написано 278; это второй членъ нашей формулы H . Предположивъ, что температура во всемъ столбѣ одинакова и равна 0°, разность высотъ приметъ такой видъ: $p=(H_a-H)(1+at)=H_a-H$, т. е. 1957 футовъ. Но температура не 0°, а t , слѣдовательно, полученную величину нужно исправить. Обращаемся ко второй таблицѣ Шарнгорста, гдѣ найдемъ поправку для температуры. Вторая таблица построена такимъ образомъ: первая горизонтальная строка обозначаетъ различныя высоты; въ первомъ вертикальномъ столбцѣ находятся различныя температуры; на пересѣченіи же горизонтальнаго столбца съ вертикальнымъ находятся вычисленные значенія $at(H_a-H)$. Въ нашемъ случаѣ, средняя температура столба равна 15°; поэтому ищемъ строку, гдѣ $t=15°$:

1000	2000	3000	4000	5000	6000	7000	8000	9000	10000
55	110	165	220	274	329	384	439	494	549

Мы должны найти по этой таблицѣ произведение $(H_n - H) at$ для $1957 at$. Это можно представить въ такомъ видѣ: $1000 at = 55$; $900 at = 49.4$; $50 at = 2.74$; $7 at = 0.384$. Сложивъ все эти числа, найдемъ 107.521 . Это и будетъ поправка на температуру; слѣдовательно, истинная разность высотъ равна $1957 + 107.524 = 2064.524$ фута. $= 629.3$ м.

Vogler составилъ особое графическое построение, при помощи котораго опредѣленіе разности высотъ сводится къ нахо-



Фиг. 58.

жденію соответствующихъ линий. На каждой таблицѣ (фиг. 58) есть три системы линий: 1) вертикальныя прямыхъ линии—обозначаютъ различныя температуры, 2) прямыя линии съ наклономъ въправо обозначаютъ различныя давления и, наконецъ, 3) система прямыхъ съ наклономъ въ обратную сторону даетъ вычисленные результаты для каждаго члена формулы. Возьмемъ тотъ же самый примѣръ, что и раньше. Указанныхъ чиселъ достаточно, чтобы

опредѣлять разность высотъ. Ищемъ тѣ страницы, на которыхъ встрѣчаются наши давления; найдя ихъ, обращаемъ вниманіе на вертикали съ надписью 15° и смотримъ, какое число соответствуетъ линіи, проходящей черезъ точку пересѣченія вертикали съ наклонной въправо. Такъ, для 698 мм. давления и 15° температуры находимъ число 1048 ; для 752 мм. и 15° находимъ изъ нашего чертежа 416 . Истинная разность уровней $n = 1048 - 416 = 632$ метра.

Формула Babinet и ея приложенія. Напишемъ упрощенную формулу:

$$n = 18401.2 (1 + at) \log \frac{p}{p_n}$$

$$\text{Но } \log \frac{p}{p_n} = \log \frac{2p}{2p_n} = \log \frac{2p + p_n - p_n}{2p_n + p - p}$$

$$\log \frac{p}{p_n} = \log \frac{p+p_n+(p-p_n)}{p+p_n-(p-p_n)} = \log \frac{1+\frac{p-p_n}{p+p_n}}{1-\frac{p-p_n}{p+p_n}}$$

Переходя отъ обыкновенныхъ логарифмовъ къ Неперовымъ :

$$\log \frac{p}{p_n} = M \text{Log} \frac{1+\frac{p-p_n}{p+p_n}}{1-\frac{p-p_n}{p+p_n}}$$

$$\frac{1}{M} \log \frac{p}{p_n} = \text{Log} \left(1 + \frac{p-p_n}{p+p_n} \right) - \text{Log} \left(1 - \frac{p-p_n}{p+p_n} \right)$$

Но известно, что если x —правильная дробь, то

$$\text{Log} (1+x) = x - \frac{x^2}{2} + \frac{x^3}{3} - \dots$$

$$\text{Log} (1-x) = -x - \frac{x^2}{2} - \frac{x^3}{3} - \dots;$$

или, пренебрегая высшими степенями x :

$$\text{Log} (1+x) - \text{Log} (1-x) = 2x;$$

слѣдовательно,

$$\log \frac{p}{p_n} = 2M \frac{p-p_n}{p+p_n}$$

и

$$n = 8000 \frac{2(p-p_n)}{p+p_n} (1+at).$$

Это упрощенная формула Бабиня. По этой формулѣ рѣшимъ слѣдующій вопросъ: на какую высоту нужно подняться, чтобы давленіе упало на 1 мм. Число, показывающее, на сколько метровъ нужно подняться, чтобы давленіе упало на 1 мм., называется *барометрической ступенью*. Каково должно быть n , чтобы $p-p_n=1$ мм? Если $p-p_n=1$, то, безъ значительной погрѣшности, можно принять, что, въ этомъ случаѣ, $p+p_n=2p$, а слѣдовательно,

$$n = \frac{2.8000(1+at)}{2p} = \frac{8000(1+at)}{p}$$

По этой формулѣ можно вычислить величину барометрической ступени при 0° и различныхъ давленіяхъ:

давленіе (въ мм.)	760	700	600	500
ступень (въ м.)	10.5	11.4	13.3	16.0

Въ нижнихъ слояхъ атмосферы, при нормальномъ давленіи и температурѣ 0°, на каждые 10.5 м. поднятія, давленіе падаетъ на 1 мм. При повышеніи температуры, ступень нужно умножить на $(1+at) = (1+0.004t)$, т. е. на каждый градусъ температуры барометрическая ступень возрастаетъ на 0.4%. Эти числа даютъ возможность опредѣлить разность высотъ безъ всякихъ формулъ. Возьмемъ для сравненія прежній примѣръ. Средняя температура равна $(20°+10°): 2 = 15°$; среднее давленіе $(752+698): 2 = 725$ мм. По послѣдней формулѣ, считая $t = 0°$, находимъ: $n = 8000 : 725 = 11.03$; но такъ какъ температура не 0°, а 15°, то ступень возрастаетъ на 0.4% на каждый градусъ, т. е. на $11.03 \times 15 \times 0.004 = 0.66$. Вотъ сколько нужно прибавить, чтобы получить истинную барометрическую ступень: $11.03 + 0.66 = 11.69$ м. Но разность давленій равна $752 - 698 = 54$ мм., слѣдовательно, разность высотъ составитъ $11.69 \times 54 = 631$ метръ.

Изъ приведенныхъ примѣровъ видно, что для производства барометрическаго нивелированія нужны *одновременныя* наблюденія надъ давленіемъ, температурой и влажностью на верхней и нижней станціяхъ. Но довольно точные результаты получаются и въ томъ случаѣ, если вмѣсто p и p_0 подставить среднія годовыя давленія верхней и нижней станціи. Можно опредѣлить разность высотъ и на основаніи среднихъ мѣсячныхъ давленій; но полученные результаты не столь точны, такъ какъ зависятъ отъ времени года. Такъ, истинная высота С.-Бернарда надъ Женевой 2070 м. На основаніи же среднихъ давленій января, полученная разность высотъ на 14 м. меньше, а изъ среднихъ давленій іюля на 9 м. выше истинной, т. е. колебанія возможны въ предѣлахъ 23 м.; известно, что, въ лѣтніе мѣсяцы, температура падаетъ съ высотой быстрѣе, чѣмъ зимою, а потому введенная въ формулу величина $\frac{t+t_0}{2}$ въ первомъ случаѣ выше, а во второмъ ниже дѣйствительной средней температуры нашего столба

воздуха. Вслѣдствіе той же причины, наблюденія, произведенныя въ разные часы дня, не вполне совпадаютъ другъ съ другомъ. На этомъ основаніи, Rühlmann указалъ въ каждомъ мѣсяцѣ наввыгоднѣйшіе часы наблюденій: въ январѣ—полдень; въ февралѣ—10 ч. утра и 4 ч. дня; въ мартѣ—8 ч. утра и 6 ч. вечера; въ апрѣлѣ—7 ч. утра и 7 ч. вечера; въ маѣ—7 ч. утра и 7 ч. вечера; въ іюнѣ—6 ч. утра и 9 ч. вечера; въ іюлѣ—6 ч. утра и 9 ч. вечера; въ августѣ—7 ч. утра и 8 ч. вечера; въ сентябрѣ—8 ч. утра и 6 ч. вечера; въ октябрѣ—10 ч. утра и 4 ч. дня; въ ноябрѣ—11 ч. утра и 4 ч. дня; въ декабрѣ—1 ч. дня

Ходъ гипсометрической съемки. Положимъ, что работаютъ два наблюдателя и требуется опредѣлить разность высотъ двухъ точекъ *A* и *B*. Оба наблюдателя производятъ сперва отсчеты своихъ барометровъ, термометровъ и часовъ въ точкѣ *A*; затѣмъ одинъ изъ нихъ отправляется въ точку *B* и, произведя тамъ одно или нѣсколько наблюденій, возвращается въ точку *A* и снова производитъ здѣсь отсчеты своихъ приборовъ. Пока первый наблюдатель находится въ отсутствіи, второй, остающійся въ точкѣ *A*, производитъ систематическіе отсчеты барометра и термометра черезъ нѣкоторые промежутки времени, напримѣръ, черезъ каждые полчаса. При благопріятныхъ обстоятельствахъ, отсчеты наблюдателя, остающагося на мѣстѣ, мѣняются незначительно и въ правильной постепенности, такъ что простымъ интерполированіемъ легко вычислить показанія, соответствующія временамъ отсчетовъ наблюдателя въ точкѣ *B*; получатся какъ бы одновременныя наблюденія на обѣихъ точкахъ и результаты подставляются затѣмъ въ гипсометрическую формулу. Положимъ теперь, что требуется опредѣлить относительныя высоты нѣсколькихъ точекъ. Это особенно часто случается при изысканіи путей сообщенія и при нивелированіи горныхъ дорогъ. Въ этомъ случаѣ, предполагаемый путь разбиваютъ на отдѣльные участки такой длины, чтобы каждый участокъ можно было пройти или проѣхать въ теченіе одного дня; пусть эти намѣченныя точки ночлеговъ будутъ *B*, *C*, отстоящія другъ отъ друга не далѣе 30—50 верстъ. Въ начальной точкѣ *A*, оба наблюдателя производятъ отсчеты своихъ приборовъ; затѣмъ первый наблюдатель отправляется въ дорогу и на всѣхъ, достойныхъ опредѣленія, точкахъ *a*, *b*, *c*,... (напримѣръ, на перевалахъ,

въ долинахъ, у рѣкъ и пр.), останавливается и производитъ отсчеты своихъ барометра, термометра и часовъ. Приѣхавъ въ точку *B*, первый наблюдатель останавливается здѣсь на два дня, причѣмъ систематически отсчитываетъ приборы черезъ известные промежутки времени, напр., каждые полчаса. Второй наблюдатель, оставаясь цѣлыя сутки въ точкѣ *A*, отсчитываетъ и записываетъ также показанія своихъ приборовъ каждые полчаса и затѣмъ, на слѣдующій день, отправляется по тому же сообщенному ему маршруту въ точку *B*, производя наблюденія на тѣхъ же точкахъ, *a*, *b*, *c*... Приѣхавъ въ *B*, второй наблюдатель свѣряетъ свои приборы съ приборами перваго наблюдателя и ѣдетъ дальше въ точку *C*, производя дорожною наблюденія на новыхъ промежуточныхъ точкахъ. Въ точкѣ *C* онъ останавливается на два дня, а первый наблюдатель такимъ же образомъ переѣзжаетъ изъ *B* въ *D* съ остановками въ *C* и на всѣхъ промежуточныхъ точкахъ для производства отсчетовъ своихъ приборовъ и т. д. Изъ такихъ наблюденій, на каждомъ участкѣ отъ *A* до *B*, отъ *B* до *C* и друг., получается все, что нужно для двукратнаго вывода разностей высотъ какъ крайнихъ, такъ и всѣхъ промежуточныхъ точекъ. Дѣйствительно, для каждаго измѣренія въ точкахъ *a*, *b*, *c*... перваго наблюдателя легко вычислить, путемъ интерполяціи, соответствующее число въ точкѣ *A* втораго наблюдателя, а каждому наблюденію въ тѣхъ же точкахъ втораго наблюдателя найдется соответствующее наблюденіе въ *B* перваго наблюдателя. При такомъ порядкѣ, исключаются и личныя ошѣбки наблюдателей. Экспедицію очень полезно закончить въ исходной точкѣ *A*, приѣхавъ туда тою же или другою дорогою; этимъ путемъ получается новая, независимая, повѣрка по смыканію полигона. Еще лучше работать втроемъ. Если, напримѣръ, во время переѣзда одного наблюдателя изъ *A* въ *B*, въ обѣихъ этихъ точкахъ находится два другихъ наблюдателя, то изъ ихъ наблюденій можно легче и точнѣе судить о постоянствѣ или измѣненіи давленія, температуры и пр.

Соответствующія наблюденія могутъ быть произведены и *однимъ* наблюдателемъ, но, въ этомъ случаѣ, разстоянія между послѣдовательными точками должны быть какъ можно короче. Сперва наблюденія производятся въ одной точкѣ (*A*), затѣмъ наблюдатель переѣзжаетъ въ другую (*B*), производитъ тамъ

рядъ отсчетовъ и возвращается обратно въ *A*, гдѣ снова дѣлаетъ наблюденія. Среднее изъ отсчетовъ приборовъ въ точкѣ *A*, до выѣзда и послѣ возвращенія изъ *B*, если отсутствіе продолжалось не болѣе нѣсколькихъ часовъ, можно съ известной вѣроятностью считать тѣмъ, которое было бы въ точкѣ *A* во время отсчитыванія приборовъ въ точкѣ *B*. Дѣло упрощается, если наблюдатель, на время своего отсутствія изъ точки *A*, имѣетъ возможность установить въ этой точкѣ барографъ.

Наблюденія можно расположить нѣсколько иначе, если за исходную точку принять какую либо станцію 2-го разряда. Въ этомъ случаѣ, наблюдатель сравниваетъ свои приборы съ приборами этой станціи; затѣмъ, отправившись въ экспедицію, онъ либо производитъ свои наблюденія въ часы *срочныхъ* наблюдений станціи, либо предлагаетъ наблюдателю станціи дѣлать особые отсчеты въ условные часы. Но если послѣднее невозможно, то экскурсантъ, при помощи интерполяціи, находитъ величину давленія и температуры станціи 2-го разряда для тѣхъ моментовъ, въ которые были произведены его собственные отсчеты. Наконецъ, можно воспользоваться синоптическими картами, которыя ежедневно издаются центральными учрежденіями въ Европѣ и другихъ странахъ. На тавихъ картахъ, при помощи кривыхъ, представлено распредѣленіе давленія, температуры, влажности и т. д. въ известные часы каждаго дня. Если кривая не проходитъ черезъ пунктъ, гдѣ находится наблюдатель, то давленіе для этого мѣста находятъ путемъ графической интерполяціи.

Барометрическая формула даетъ возможность опредѣлить давленіе (упругость) воздуха на различныхъ высотахъ. По вычисленію Налп'а, давленіе это, въ высотѣ ртутнаго столба, выражается слѣдующими числами:

высота въ килом.	0	10	20	50	100
средн. температура	10°	—18°.5	—38°	—60°	—80°
давленіе въ мм.	760	199.4	42.2	0.32	0.0012

Плотность воздуха на высотѣ 50 километровъ составляетъ 0.0004 плотности воздуха на поверхности земли. До высоты $5\frac{1}{2}$ километровъ находится уже половина массы атмосферы; выше 10 километровъ остается только менѣ одной трети массы и на высотѣ 100 километровъ упругость воздуха можетъ уравновѣсить столбъ ртути высотой въ 0.0012 милл.

Приведеніе давленія къ уровню моря. Положимъ, что средняя годовая высота давленія въ Одессѣ равна 756.8 мм. Спрашивается, какова была бы высота барометра на уровнѣ моря? Эту задачу можно рѣшить безъ всякихъ таблицъ. Прежде всего, находятъ приближенную высоту барометра на уровнѣ моря. Для этого коэффициентъ 8000 дѣлимъ на 756.8; въ частномъ получимъ 10.57 м. Значитъ, при пониженіи на 10.57 м., барометръ повышается на 1 мм. Но высота Одессы надъ уровнемъ моря равна 50 м., слѣдовательно, барометръ повысится на $50 : 10.57 = 4.7$ мм. Итакъ, чтобы знать приблизительную высоту барометра на уровнѣ моря, нужно къ числу 756.8 прибавить 4.7; получимъ 761.5 мм. Теперь мы имѣемъ уже давленіе на верхней и нижней станціяхъ. Для дальнѣйшаго хода вычисленій, нужно найти среднее арифметическое этихъ давленій: $(761.5 + 756.8) : 2 = 759.2$ мм. Зная исправленное среднее давленіе столба атмосферы, мы должны точнѣе найти величину барометрической ступени. Она равна: $8000 : 759.2 = 10.54$. Но это при $t = 0^\circ$, а при всякой иной температурѣ, барометрическая ступень увеличивается на 0.4% на каждый градусъ. Средняя годовая температура Одессы $= 10^\circ$. Поправка барометрической ступени на температуру равна $10.54 \times 0.004 \times 10 = 0.42$. Итакъ, истинная величина барометрической ступени равна $10.54 + 0.42 = 10.96$. Но высота Одессы равна 50 метр.; значитъ истинное повышение барометра равняется $50 : 10.96 = 4.5$ мм., а давленіе на уровнѣ моря должно быть равно $756.8 + 4.5 = 761.3$ мм.

Законъ Dalton'a и его слѣдствія. Законъ Dalton'a, какъ извѣстно, заключается въ томъ, что давленіе смѣси нѣсколькихъ газовъ, химически недѣйствующихъ другъ на друга, равно суммѣ давленій ея составныхъ частей, т. е. тѣхъ давленій, которыя каждый изъ газовъ обнаружилъ бы, если бы онъ одинъ наполнялъ объемъ, занимаемый смѣсью. Или короче говоря: при смѣшеніи нѣсколькихъ газовъ въ извѣстномъ объемѣ, каждый газъ стремится распространиться такъ, какъ будто ему былъ предоставленъ весь объемъ. Присутствіе другихъ газовъ только замедляетъ полное смѣшеніе, но на окончательное состояніе смѣси не имѣетъ вліянія. Давленія отдѣльныхъ газовъ, составляющихъ смѣсь, называются *парціальными давленіями*. Пусть первоначальные объемы газовъ, при одинаковой температурѣ t , равны v_1, v_2, v_3, \dots , а соответственныя давленія p_1, p_2, p_3, \dots ; эти газы

смѣшаны при той же температурѣ въ объемѣ V ; тогда парціальныя давленія будутъ

$$P_1 = \frac{p_1 v_1}{V}, \quad P_2 = \frac{p_2 v_2}{V}, \dots$$

По закону Dalton'a, давленіе смѣси

$$P = P_1 + P_2 + P_3 + \dots,$$

$$P = \frac{p_1 v_1}{V} + \frac{p_2 v_2}{V} + \dots$$

$$\text{или} \quad PV = \sum pv.$$

Законъ Dalton'a пытались примѣнить къ атмосферѣ. Съ точки зрѣнія этого закона, атмосферу нашу можно разсматривать какъ составленную изъ ряда самостоятельныхъ атмосферъ кислорода, азота, аргона и т. д., наложенныхъ одна на другую. Общее давленіе атмосферы, измѣряемое барометромъ, должно равняться суммѣ парціальныхъ давленій атмосферъ кислорода, азота и проч. Упругость каждой изъ этихъ атмосферъ у земной поверхности измѣряется вѣсомъ всей толщи соответствующей атмосферы. Но дѣло въ томъ, что законъ Dalton'a опредѣляетъ собою окончательное состояніе смѣси и не имѣетъ мѣста для ея переходныхъ или промежуточныхъ состояній. Законъ этотъ можетъ быть примѣненъ лишь въ атмосферамъ, вполне установившимся, въ которыхъ нѣтъ прихода или расхода составляющихъ эту атмосферу газовъ. Мы видѣли, что количество основныхъ газовъ въ нашей атмосферѣ дѣйствительно отличается значительнымъ постоянствомъ. Между тѣмъ, количество водяныхъ паровъ измѣняется въ весьма широкихъ предѣлахъ; въ виду этого, законъ Dalton'a ни въ какомъ случаѣ не можетъ быть примѣненъ къ водянымъ парамъ, и водяные пары не могутъ образовать самостоятельной атмосферы; фактъ существованія максимума упругости паровъ для каждой данной температуры владеть границу для подобнаго распространенія. Упругость водяныхъ паровъ, измѣряемая нашими гигрометрами, не выражаетъ, поэтому, давленія всей толщи паровъ, а имѣетъ лишь мѣстное значеніе.

Но если допустить примѣнимость закона Dalton'a для остальныхъ газовъ атмосферы и справедливость закона Мариотта

при всяких давленіяхъ, то нетрудно вычислить парціальныя давленія отдѣльныхъ атмосферъ кислорода, азота и т. д., а также процентное содержаніе отдѣльныхъ газовъ на различныхъ высотахъ. Парціальное давленіе у земной поверхности каждаго газа равно $760 \times$ процентное его содержаніе въ единицѣ объема, а слѣдовательно:

N	O	Arg.	CO ₂	H	Neon	Helium
593.02	159.52	7.144	0.228	0.076	0.0114	0.00114

Если допустить, что основные газы составляютъ самостоятельныя атмосферы, то, въ каждой изъ нихъ, можно примѣнить барометрическую формулу. Вспомнимъ эту формулу въ упрощенномъ ея видѣ (стр. 140 и 136)

$$\log b_h = \log B - \frac{Mh}{H(1+at)}, \quad (5)$$

въ которой:

- B —давленіе у земной поверхности,
- b_h —давленіе на высотѣ h ,
- t —средняя температура столба h ,
- a —коэффициентъ расширенія газа,
- M —модуль,

H —высота однородной атмосферы, т. е. частное, полученное отъ дѣленія 10333 на нормальный вѣсъ кубическаго метра газа. Допустимъ, вѣсть съ тѣмъ, что среднія температуры столбовъ воздуха выражаются числами:

до высоты	10 километровъ.	. . .	$-18^{\circ}.5$
»	»	20	» . . . -38.5
»	»	50	» . . . -60.0
»	»	100	» . . . -80.0

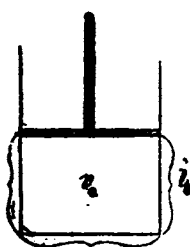
Вставляя въ формулу (5) соответствующія числа, найдемъ слѣдующее процентное содержаніе (по объему) различныхъ газовъ на различныхъ высотахъ въ атмосферѣ:

Высота	N	O	Arg.	Co ₂	H	Hel.	Neon
10 килом.	81.23	16.16	0.56	0.015	0.035	0.000	0.002
20 »	84.34	15.19	0.31	0.006	0.147	0.002	0.004
50 »	79.17	7.03	0.03	0.000	13.645	0.128	0.000
100 »	0.10	0.00	0.00	0.000	99.448	0.452	0.000

Итакъ, если законъ Мариотта справедливъ до крайнихъ предѣловъ разрѣженія и если къ атмосферѣ можно примѣнить законъ Dalton'a, то процентное содержаніе газовъ атмосферы съ высотой должно измѣняться. Въ очень высокихъ слояхъ атмосферы, преобладаніе получаютъ водородъ и гелій¹⁾). Примѣненіе же этой формулы къ водянымъ парамъ, даетъ результаты несогласныя съ наблюденіями, какъ это мы увидимъ въ слѣдующей главѣ.

Высота однородной атмосферы. Допустимъ, что атмосфера, сохраняя нормальное давленіе, имѣетъ во всей своей толщѣ однородное строеніе и одинаковую температуру 0° . Высоту такой фиктивной атмосферы называютъ высотой однородной атмосферы. Высота эта получится, если мы величину общаго давленія (10333) раздѣлимъ на вѣсъ кубическаго метра газа. Для воздуха, а также для самостоятельныхъ атмосферъ кислорода, азота и т. д., высота однородной атмосферы слѣдующая:

	Воздухъ	O	Arg.	CO ₂
вѣсъ кубич. метра	1.29305	1.42927	1.78124	1.97720
высота однородной атмосферы	7991	7229	5801	5226
постоянная барометр. формулы	18401	16647	13357	12033
	H	Neon	Helium	
	0.08987	0.89064	0.17688	
	114980	11600	58420	
	264750	26710	134520	



10 Meter
Фиг. 59.

Теплоемкость воздуха при постоянномъ давленіи и постоянномъ объемѣ. Положимъ, что въ цилиндрѣ (фиг. 59), основаніе котораго равно квадратному метру, подъ давленіемъ p_0 и при температурѣ 0° , находится килограммъ воздуха, занимающій объемъ v_0 . Сообщимъ ему извнѣ столько тепла, чтобы температура газа увеличилась на 1° . Это нагрѣваніе газа можно вести двумя путями:

¹⁾ Дѣйствительно, въ спектрѣ одного метеора Pickering нашелъ линію водорода и гелія.

а) во все время процесса, давление может оставаться постоянным; в этом случае, часть сообщенного тепла пойдет на нагревание газа (на 1°), а другая—на его расширение (поднятие поршня на некоторую высоту), т. е. на внешнюю механическую работу. Пусть общее количество тепла, потраченное, в этом случае, равно C_p . Это число C_p называется теплоемкостью газа при постоянном давлении;

б) но нагревание газа можно вести другим путем. Во все время процесса нагревания мы можем поддерживать поршень и газ будет сохранять постоянный объем. Положим, что количество тепла, необходимое в этом случае на нагревание газа на 1° , равно C_v . Очевидно, что $C_p > C_v$ на величину тепла, употребленного на внешнюю работу, произведенную газом при нагревании его на 1° при постоянном давлении. Пусть эта работа равна P , следовательно,

$$C_p - C_v = AP,$$

где A есть тепловой коэффициент единицы работы $\left(\frac{1}{425}\right)$.

Определим величину этой работы. Положим, что, при нагревании газа на 1° , поршень подымет на высоту x ; след., внешняя работа, произведенная при этом

$$P = p_0 x = p_0 x \cdot 1.$$

Но $p_0 x \cdot 1 = \Delta v_0$, т. е. приращению первоначального объема газа. По закону Гей-Люссака

$$\Delta v_0 = \frac{1}{273} v_0$$

поэтому

$$P = p_0 \frac{v_0}{273}.$$

Но

$$\frac{p_0 v_0}{273} = R \text{ (см. стр. 135),}$$

следовательно,

$$R = P$$

и $C_p - C_v = AR.$

Основное уравнение механической теории тепла. Положимъ, что въ цилиндрѣ имѣемъ килограммъ воздуха, занимающій объемъ v , при давленіи p , и температурѣ t . Сообщимъ ему нѣкоторое, весьма малое, количество тепла ΔQ . Часть этого тепла пойдетъ на нагреваніе газа, а другая на внѣшнюю работу, т. е. на его расширеніе. Вслѣдствіе этого, объемъ газа перейдетъ въ $v + \Delta v$, давленіе въ $p + \Delta p$, а температура въ $t + \Delta t$. Дадимъ прежде газу нагрѣться на Δt , придерживая поршень, т. е. при постоянномъ объемѣ; для этого потребуется тепла $C_v \Delta t$; затѣмъ предоставимъ газу свободно расширяться; для того, чтобы поддержать его при прежней температурѣ ($t + \Delta t$), необходимо сообщить ему количество тепла $p \Delta v$, эквивалентное произведенной газомъ внѣшней работѣ. Очевидно, что

$$\Delta Q = C_v \Delta t + p \Delta v.$$

По закону Mariott'a и Gay-Lussac'a:

$$pv = R(273 + t).$$

Но, вслѣдствіе сообщенія тепла ΔQ , объемъ газа v перешелъ въ $v + \Delta v$, p перешло въ $p + \Delta p$, t — въ $t + \Delta t$; слѣдовательно, для этого новаго состоянія нашего газа, имѣемъ:

$$(p + \Delta p)(v + \Delta v) = R(273 + t + \Delta t)$$

$$\text{или } pv + p \Delta v + v \Delta p + \Delta p \Delta v = R(273 + t) + R \Delta t.$$

Пренебрегая произведеніемъ двухъ, весьма малыхъ, величинъ $\Delta p \Delta v$:

$$p \Delta v + v \Delta p = R \Delta t,$$

$$p \Delta v = R \Delta t - v \Delta p.$$

Вставляя въ (6)

$$\Delta Q = C_v \Delta t + AR \Delta t - Av \Delta p,$$

$$\Delta Q = (C_v + AR) \Delta t - Av \Delta p,$$

$$\text{но } C_v + AR = C_p;$$

$$\Delta Q = C_p \Delta t - Av \Delta p. \quad (6)$$

Восходящіе и нисходящіе токи. Въ атмосферѣ часто совершаются процессы, при которыхъ происходятъ измѣненія состоянія газа безъ притока извнѣ и безъ отдачи тепла; такіе процессы называются *адиабатическими*. При адиабатическомъ процессѣ $\Delta Q=0$ и, слѣдовательно,

$$\frac{\Delta t}{\Delta p} = \frac{\Delta v}{C_p} \quad (7)$$

Если же, при измѣненіяхъ состоянія газа, внутри его происходятъ процессы, сопровождающіеся выдѣленіемъ тепла (напр. сгущеніе паровъ), то въ этомъ случаѣ примѣняется уравненіе (6). Уравненія (6) и (7) находятъ себѣ широкое примѣненіе въ теоріи восходящихъ и нисходящихъ токовъ. Представимъ себѣ, что въ атмосферѣ, вслѣдствіе какихъ-нибудь причинъ, въ распредѣленіи температуры по вертикальному направленію, нарушены условія, необходимыя для равновѣсія атмосферы. Въ этомъ случаѣ, массы воздуха начинаютъ восходить вверхъ или падать внизъ, т. е. образуются *восходящія* или *нисходящія* теченія. Восходящія теченія могутъ быть вызваны, на примѣръ, сильными мѣстными нагрѣваніями или сильными мѣстными процессами сгущенія паровъ, сопровождающимися выдѣленіемъ скрытаго тепла. Если масса восходитъ, то она, расширяясь, преодолеваетъ внѣшнія давленія, т. е. производитъ нѣкоторую внѣшнюю работу. Если это восхожденіе совершается безъ отдачи и безъ полученія тепла извнѣ (адиабатически), то на эту работу затрачивается собственная энергія поднимающагося воздуха, вслѣдствіе чего восходящая масса воздуха охлаждается. Постараемся примѣнить уравненіе (6) къ случаю восходящаго теченія сухого воздуха. Положимъ, что килограммъ воздуха находится на нѣкоторой высотѣ h надъ земной поверхностью при температурѣ t и давленія p ; плотность воздуха ρ . Вслѣдствіе образовавшагося восходящаго теченія, эта масса поднялась на высоту Δh , гдѣ давленіе перешло въ $p - \Delta p$, а температура въ $t - \Delta t$. Очевидно, что давленіе уменьшилось на вѣсь столбика воздуха, основаніе котораго равно единицѣ, а высота— Δh ; слѣдовательно,

$$\Delta p = -\rho \Delta h \text{ } ^1).$$

¹⁾ Знакъ — поставленъ потому, что при увеличеніи высоты h давленіе p уменьшается.

$$\text{Но } \rho = \frac{1}{v}.$$

Слѣдовательно,

$$\Delta p = -\frac{1}{v} \Delta h.$$

Вставляя въ (6)

$$\frac{\Delta t}{\Delta h} = -\frac{A}{C_p} \quad (8)$$

или $\frac{\Delta t}{\Delta h} = -0.00997$ (приблизительно 0.01).

Но $\frac{\Delta t}{\Delta h}$ есть измѣненіе температуры при увеличеніи высоты на 1 метръ. Такимъ образомъ, физическій смыслъ уравненія (8) слѣдующій: восходящій токъ сухого воздуха *охлаждается* на 0.01° на каждый метръ поднятія или на 1° на каждые 100 метровъ вертикальнаго восхожденія. Изъ той же формулы видно, что при *нисходящемъ* теченіи, массы воздуха *нагреваются* на 1° на каждые 100 метровъ вертикальнаго паденія.

До сихъ поръ мы рассматривали восходящія теченія сухого воздуха. Если мы имѣемъ дѣло съ восходящимъ токомъ влажнаго воздуха, *ненасыщеннаго* парами, то найденный законъ остается приблизительно безъ измѣненія; нужно только въ формулѣ (8) вмѣсто C_p подставить теплоемкость влажнаго воздуха, мало отличающуюся отъ теплоемкости сухого воздуха. Но легко доказать, что восходящій влажный ненасыщенный воздухъ, также охлаждаясь, постепенно приближается къ состоянію насыщенія. Въ «Приложеніи» мы приведемъ доказательство этой истины, данное впервые профессоромъ кievскаго университета Авенаріусомъ. Но если въ восходящемъ токѣ влажность увеличивается, то наступаетъ, наконецъ, моментъ, когда пары достигаютъ насыщенія. При дальнѣйшемъ поднятіи, потеря внутренняго тепла на вышнюю работу, а слѣдовательно, и охлажденіе восходящей массы продолжается. Вслѣдствіе этого, часть паровъ переходитъ въ жидкое состояніе, выдѣляя скрытое тепло. Тепло это компенсируетъ частью потерю собственнаго тепла восходящей массы, а потому дальнѣйшее охлажденіе должно идти медленно. Спрашивается, по какому закону должно происходить пониженіе

температуры въ восходящемъ потокѣ влажнаго насыщеннаго парама воздуха?

Возьмемъ массу воздуха, насыщеннаго парама; положимъ, что вѣсь паровъ, заключенныхъ въ килограммѣ воздуха, будетъ q ; допустимъ dalje, что, при поднятіи на высоту Δh , въ которое, весьма малое, количество паровъ Δq обратилось въ жидкое состояніе. Если скрытое тепло сгущенія обозначимъ черезъ r , то выдѣлившееся тепло выразится $r\Delta q$. Это тепло прибавится алгебраически къ тому, которое мы сообщаемъ нашему газу, а слѣд., уравненіе (6) приметъ слѣдующій видъ:

$$\Delta Q - r\Delta q = C_p \Delta t - A v \Delta p$$

или, при адиабатическомъ процессѣ,

$$r\Delta q + C_p \Delta t - A v \Delta p = 0. \quad (9)$$

Но, приблизительно,

$$q = 0.622 \frac{E}{p},$$

$$pq = 0.622 E. \quad (10)$$

При поднятіи массы воздуха на высоту Δh , p переходитъ изъ $p - \Delta p$, q — въ $q - \Delta q$, E въ $E - \Delta E$, а потому уравненіе (10), для новаго состоянія, принимаетъ видъ:

$$(p - \Delta p)(q - \Delta q) = 0.622 (E - \Delta E)$$

$$pq - p\Delta q - q\Delta p + \Delta p\Delta q = 0.622 E - 0.622 \Delta E, \quad (11)$$

вычитая (11) изъ (10) и отбрасывая $\Delta p\Delta q$;

$$p\Delta q + q\Delta p = 0.622 \Delta E$$

откуда:

$$\frac{\Delta q}{q} = \frac{0.622 \Delta E}{pq} - \frac{\Delta p}{p},$$

но $pq = 0.622 E$

слѣдовательно

$$\frac{\Delta q}{q} = \frac{\Delta E}{E} - \frac{\Delta p}{p} \quad (12)$$

Кромѣ того, мы уже раньше нашли, что

$$\Delta p = -\rho \Delta h. \quad (13)$$

Вставляя (12) и (13) въ уравненіе (9):

$$rq \frac{\Delta E}{E} + C_p \Delta t + rq \frac{\rho \Delta h}{p} + A \Delta h = 0.$$

Умножая и дѣля первый членъ на Δt :

$$\left(C_p + \frac{rq}{E} \frac{\Delta E}{\Delta t} \right) \Delta t = \left(rq \frac{\rho}{p} + A \right) \Delta h = 0$$

$$\frac{\Delta t}{\Delta h} = \frac{rq \frac{\rho}{p} + A}{C_p + \frac{rq}{E} \frac{\Delta E}{\Delta t}} \quad (14)$$

Первая часть уравненія выражаетъ измѣненіе температуры при измѣненіи высоты на 1 метръ. Во второй части, величины r , q , ρ , p , C_p , A , E суть абсолютныя числа; $\frac{\Delta E}{\Delta t}$ выражаетъ приращеніе упругости насыщенныхъ водяныхъ паровъ при увеличеніи температуры на 1° . Величина эта можетъ быть найдена изъ эмпирической формулы, выражающей законъ увеличенія упругости насыщенныхъ водяныхъ паровъ съ возрастаніемъ температуры. Въ этомъ случаѣ можно взять формулу Магнуса ¹⁾ и по ней вычислить количество $\frac{\Delta E}{\Delta t} \cdot \frac{1}{E}$

t	$\frac{\Delta E}{\Delta t} \cdot \frac{1}{E}$	t	$\frac{\Delta E}{\Delta t} \cdot \frac{1}{E}$
-20°	0.087	5	0.070
-15	0.083	10	0.066
-10	0.087	15	0.064
-5	0.074	20	0.062
0	0.071	25	0.059
		30	0.057

¹⁾ $E = 4.525 \times 10^{at} \cdot b^{t+1}$, гдѣ $a = 7.4475$, $b = 234.69$.

Такимъ образомъ, изъ формулы видно, что для $\frac{\Delta t}{\Delta h}$ при увеличенія h , получается величина отрицательная, т. е. температура, въ восходящемъ токъ влажнаго насыщеннаго парами воздуха, также понижается. Но степень этого пониженія различна при различныхъ первоначальныхъ значеніяхъ давленія p и температуры t ¹⁾. Формула эта разложена въ нижеслѣдующую таблицу, въ которой дано пониженіе температуры на каждые 100 метровъ вертикальнаго поднятія при различныхъ начальныхъ температурахъ и различныхъ давленіяхъ.

Начальное давленіе мм.	НАЧАЛЬНАЯ ТЕМПЕРАТУРА									Проблѣг. высота въ метрахъ
	-10°	-5°	0°	5°	10°	15°	20°	25°	30°	
760	0.76	0.69	0.63	0.60	0.54	0.49	0.45	0.41	0.38	20
700	0.74	0.68	0.62	0.59	0.53	0.48	0.44	0.40	0.37	680
600	0.71	0.65	0.58	0.55	0.49	0.44	0.40	0.37	—	1910
500	0.68	0.62	0.55	0.52	0.46	0.41	0.38	—	—	3360
400	0.63	0.57	0.50	0.47	0.42	0.38	—	—	—	5150
300	0.57	0.51	0.44	0.42	—	—	—	—	—	7430
200	0.49	0.43	0.38	—	—	—	—	—	—	10670

Если воздухъ достигъ извѣстной высоты и затѣмъ начинаетъ опускаться, то температура *повышается* приблизительно на 1° на каждые 100 метровъ вертикальнаго паденія.

Фѣнъ. Въ природѣ постоянно совершаются восходящіе и нисходящіе токи воздуха. Представимъ себѣ, что, вслѣдствіе какой-нибудь причины, насыщенная масса воздуха, имѣющая температуру 10° и давленіе 760 мм., восходитъ до высоты 3000 метровъ. Изъ таблицы видно, что въ этомъ случаѣ температура падаетъ на 0°.54 на каждые 100 метровъ поднятія. Но, на вы-

¹⁾ Болѣе подробно о теоріи восходящихъ и нисходящихъ теченій см. работы Hertz'a и Neuhoff'a (Meteor. Z. Bd. I, 1884 и Abhandl. des K. Preuss. Met. Inst. Bd. V, № 6, 1900); Reye. Die Wirbelstürme.

сотъ 3000 метровъ, приближенное давленіе равно 500 мм., а, при этомъ давленіи, паденіе температуры равно $0^{\circ}.46$. Можно допустить, что истинное паденіе равно

$$\frac{0.54 + 0.46}{2} = 0^{\circ}.50.$$

При поднятіи на 3000 метр., температура понизится на $0.50 \times 30 = 15^{\circ}$. Слѣд., массы воздуха достигнуть высоты 3000 м. съ температурой $10^{\circ} - 15^{\circ} = -5^{\circ}$; при этомъ, большая часть паровъ прійдетъ въ состояніе насыщенія и выдѣлится въ формѣ тумана, дождя или снѣга. Количество паровъ, на высотѣ 3000 метровъ, не можетъ превышать 4.84 грамма въ каждомъ кубическомъ метрѣ воздуха. Съ этого момента наступаетъ нисходящій товъ, въ которомъ температура будетъ подыматься на 1' на каждые 100 метровъ вертикальнаго паденія. Опустившись до прежняго уровня, воздухъ будетъ имѣть температуру $-5^{\circ} + 30^{\circ} = 25^{\circ}$. Содержаніе паровъ останется безъ измѣненія, т. е. 4.84 грамма въ куб. метрѣ. Относительная влажность при температурѣ 25° выразится числомъ $\frac{4.84}{22.80} \cdot 100 = 21\%$. Такимъ образомъ, воздухъ, насыщенный парами и имѣвшій температуру 10° , совершивъ полный циклъ поднятія до 3000 метровъ и паденія до прежняго уровня, пріобрѣтетъ температуру 25° и относительную влажность 21%. Въ природѣ подобное явленіе происходитъ въ большомъ масштабѣ и известно подъ именемъ *фёна*. Представимъ себѣ, что на пути вѣтра, насыщеннаго влагой, находится, своего рода, барьеръ въ формѣ горной цѣпи или горной возвышенности. Массы воздуха поднимаются вдоль склоновъ, на которыхъ теряютъ свою влагу, постепенно охлаждаясь. Затѣмъ онѣ достигаютъ гребня и падаютъ въ долины въ формѣ теплаго и сухого вѣтра. Для развитія фёна требуется также и известное распределеніе давленія, о чемъ будетъ сказано ниже. Явленіе фёна наблюдаютъ въ долинахъ Альпъ, Кавказа, Пиренеевъ, южной части Новой Зеландіи и пр. Приведемъ здѣсь весьма интересные наблюденія фёна 1 февраля 1869 года:

	Bellinzona	S. Vittore	Airolo	St. Gotthard	Audermatt	Altdorf
высота въ м.	229	268	1172	2100	1448	454
температура .	$3^{\circ}.0$	2.5	0.9	-4.5	2.5	14.5
отн. влажность	80%	85	—	—	—	28
вѣтеръ . . .	N дождь	S и SW	N и S	S ₂ и S ₁	SW ₂	S фёнъ

Другой примѣръ фѣна въ Владикавказъ въ 1879 году:

	Температура			Относ. влажн.			Вѣтеръ		
	7	1	9	7	1	9	7	1	3
30 ноября	1°.2	8.8	3.0	94	70	93	SSW ₇	N ₁	SSW ₃
1 декабря	2.5	8.2	6.7	94	83	77	S ₂	S ₂	S ₄
2 „	13.2	<u>20.2</u>	<u>20.2</u>	42	<u>30</u>	<u>27</u>	S ₇	<u>S₅</u>	<u>S₁₄</u>
3 „	19.4	13.6	8.7	29	62	81	S ₁₄	NE ₁₂	ESE ₄
4 „	-0.2	-0.7	-2.2	100	98	100	NE ₇	NNE ₄	S ₃

а также:

4 ноября	2.0	14.0	6.2	96	69	94	SSW ₂	NE ₂	0
5 „	<u>14.8</u>	13.5	3.6	<u>32</u>	62	98	<u>S₁₃</u>	W ₂	W ₂
6 „	0.2	1.3	-0.6	96	87	100	WSW ₂	WSW ₂	NNE ₄

На западныхъ берегахъ Гренландіи нерѣдко вѣтеръ, приходящій съ востока, изъ внутренности страны, приноситъ болѣе высокую температуру, обладая явно характеромъ фѣна ¹⁾.

Предыдущія формулы даютъ также критеріумъ для сужденія о томъ, находится ли известный вертикальный столбъ воздуха въ устойчивомъ, неустойчивомъ или безразличномъ равновѣсіи. Аналитически этотъ вопросъ рѣшается, между прочимъ, Reye ²⁾ и, элементарно, Bezold'омъ ³⁾ при помощи графическихъ построений.

Теплопроводность воздуха. Весьма важное значеніе въ метеорологіи имѣетъ *теплопроводность* атмосферы. Коэффициентъ внутренней теплопроводности (*k*) измѣняется тѣмъ количествомъ тепла (въ малыхъ калоріяхъ), которое протекаетъ въ единицу времени (1 секунду), черезъ единицу поверхности (1 квадр. сантиметръ), по направленію къ ней перпендикулярному, когда температура по этому направленію равномерно уменьшается на 1°

¹⁾ Подробнѣе о фѣнѣ см. Hann. Ueber die Ursprung des Föhn. Zeitschrift für Meteorologie. B. I, s. 257; Pernter. Dauer und Eigenschaften des Föhn in Innsbruck. Sitzungsab. der Wien. Akad. der Wiss. Bd. CIV, 1895; Defant. Innsbrucker Föhnstudien, I и II, Wien. 1906.

²⁾ Reye. Die Wirbelstürme, Tornados und Wettersäule. Hannover. 1880.

³⁾ Безольдъ. Теоретическій разборъ результатовъ научныхъ полетовъ. Спб. 1902.

при переходѣ отъ одной точки къ другой, отстоящей отъ нея на единицу длины (или проще, когда паденіе температуры по этому направленію равно единицѣ). Всѣ изслѣдованія показали, что газы принадлежатъ къ весьма дурнымъ проводникамъ тепла, что видно изъ слѣдующей таблички

	k		k
серебро . . .	1.00000	вода	0.00130
ртуть	0.02000	водородъ . .	0.00040
стекло	0.00170	воздухъ . . .	0.0000533.
фламель . . .	0.00004		

Теплопроводность воздуха, до известнаго предѣла, не зависитъ отъ его упругости и увеличивается съ повышеніемъ температуры. Во многихъ случаяхъ опредѣляютъ, такъ называемую, температурную проводимость тепла (K), т. е. число градусо-футовъ, на которое температура 1 кубич. сантиметра тѣла повышается вслѣдствіе притока тепла k . При температурѣ 0° , плотность воздуха равна 1.293×10^{-3} , а теплоемкость при постоянномъ давленіи $c=0.238$, откуда

$$K = \frac{5.33 \times 10^5}{1.293 \times 10^3 \times 0.238} = 0.173$$

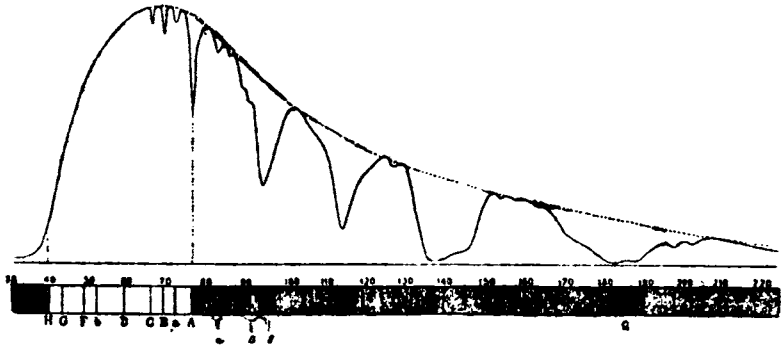
Такъ какъ плотность воздуха пропорціональна давленію p и обратно пропорціональна абсолютной температурѣ T , то и

$$K = C \frac{T}{p}.$$

При $t=15^\circ$ и $p=760$, $K=0.183$. На большихъ высотахъ K должно быть весьма велико.

Свѣто- и тепло-прозрачность воздуха. Атмосфера дѣйствуетъ двоякимъ образомъ на проходящія черезъ нее лучи. Во-первыхъ, она *поглощаетъ* лучи опредѣленной длины волны; на мѣстахъ ихъ въ спектрѣ солнца являются темныя полосы. Съ другой стороны, она, болѣе или менѣе, ослабляетъ весь пучокъ солнечнаго свѣта, разсѣиваетъ лучи по всѣмъ возможнымъ направленіямъ. Это разсѣяніе обусловливаетъ собою дневное (свѣтовое и тепловое) освѣщеніе свода; вслѣдствіе этого, атмосфера является для насъ какъ бы оболочкой, излучающей свѣтъ и тепло. Это лучерассѣяніе, имѣющее мѣсто во всѣхъ жидкихъ и

газообразныхъ тѣлахъ, тѣмъ больше, чѣмъ больше въ данной средѣ суспендировано мелкихъ тѣлецъ. Наблюдения показали, что большая часть полосъ поглощенія лежитъ въ красной и ультракрасной частяхъ спектра. На фиг. 60, верхняя кривая



Фиг. 60.

представляетъ напряженіе солнечной радіаціи на границѣ атмосферы. Ниже лежащая кривая даетъ напряженіе свѣта на земной поверхности. Изъ хода этой кривой видно, что наиболѣе сильное поглощеніе тепла происходитъ въ красной и, особенно, въ темной части спектра, правѣ линіи А. Эти «темныя полосы» обусловлены, главнымъ образомъ, поглощеніемъ лучей водяными парами и углекислотой. Особенно сильно поглощаются атмосферой лучи, исходящіе изъ тѣлъ болѣе низкой температуры, напр., излучаемые самой землей. Атмосфера, слѣдовательно, обладаетъ *избирательной* поглощательной способностью. Въ этомъ отношеніи, атмосфера наша образуетъ какъ бы оболочку, предохраняющую земную поверхность отъ сильныхъ охлажденій, и, по своимъ свойствамъ, сходна съ дѣйствіемъ стекляныхъ оконъ, которыми покрываютъ оранжереи и парники; стекло хорошо пропускаетъ свѣтвые лучи (около 90%) и задерживаетъ (поглощаетъ) темную радіацію. Совсѣмъ другую роль играетъ ослабленіе свѣта путемъ *разсѣянія*. Изъ наблюдений видно, что коэффициентъ проходимости ¹⁾ различенъ для лучей различной преломляемости. Коэффициентъ этотъ имѣетъ большую величину со

¹⁾ Коэффициентъ проходимости есть правильная дробь, показывающая, какая часть пучка лучей проходитъ черезъ слой толщиной равный единицѣ.

стороны красной части спектра и уменьшается къ фиолетовымъ и ультрафиолетовымъ лучамъ; короче говоря, коэффициентъ проходимости увеличивается съ длиною волны отъ фиолетоваго къ красному концу спектра. Langley нашелъ слѣдующія величины коэффициента проходимости E для лучей различной длины волны λ , выраженной въ микронахъ¹⁾:

$\lambda=0.36$ (фиолет.)	0.61 (желт.)	1.01 (красн.)	2.3 (темн.)
$E=45\%$	78%	89%	93%

Abbot въ 1903 году опубликовалъ слѣдующія числа (Monthly Rev. 1903, в. 587):

$\lambda=0.4$	0.5	0.6	0.7	0.9	1.2	1.6	2.0 микрон.
$E=0.48$	0.70	0.73	0.81	0.86	0.90	0.92	0.92

Лордъ Rayleigh теоретически изслѣдовалъ измѣненіе коэффициента проходимости при прохожденіи лучей различной длины волнъ черезъ мутную среду. Онъ доказалъ, что если частицы мутной среды мельче, чѣмъ длина волнъ радиаціи, то разсѣяніе обратно пропорціонально четвертой степени длины волны. Напримеръ, длина волны желтаго свѣта (около Фраунгоферовой линіи D) равна 0.6, а фиолетовой части спектра (около линіи H)—0.4; слѣдовательно, фиолетовые лучи разсѣиваются сильнѣе желтыхъ въ отношеніи $(0.6)^4 : (0.4)^4$, т. е. въ 5 разъ. Вслѣдствіе разсѣянія, напряженіе свѣта уменьшается отъ фиолетоваго къ красному концу спектра. При закатѣ, въ солнечномъ свѣтѣ заключается много красныхъ и только нѣкоторое количество желтыхъ лучей. Вообще, яркость солнца убываетъ съ высотой его надъ горизонтомъ:

высота	яркость
90°	1
11°	0.5
7°	0.25
на горизонтѣ	0.002

Разсѣяніе уменьшается также быстро съ высотой. По Abney'ю, уже на высотѣ 2400 метровъ, средній коэффициентъ лучеразсѣя-

¹⁾ Микронъ равенъ одной тысячной части миллиметра.

нiя въ 6 разъ меньше, чѣмъ на земной поверхности; дальше быстро убываетъ, такъ что на высотѣ 6000 метровъ онъ уже весьма незначителенъ. На горахъ, и вообще въ болѣе высокихъ слояхъ атмосферы, солнечный свѣтъ гораздо богаче фиолетовыми и ультрафиолетовыми (химическими) лучами, чѣмъ объясняется свойство его производить загаръ и даже ожогъ кожи¹⁾. На границѣ атмосферы солнце казалось бы окрашеннымъ въ синій или фиолетовый цвѣтъ. Лордъ Rayleigh, какъ увидимъ въ метеорологической оптикѣ, объясняетъ голубой цвѣтъ неба и различныя его видоизмѣненiя, а также цвѣтковыя явленiя при восходѣ и закатѣ солнца, присутствiемъ въ воздухѣ мельчайшихъ частичекъ пыли. Въ недавнее время, Rayleigh пришелъ къ заключенiю, что присутствiе постороннихъ тѣлецъ не составляетъ необходимаго условiя. Явленiе голубой окраски неба можетъ быть объяснено разсѣянiемъ, вызваннымъ молекулами воздуха.

Итакъ, ослабленiе свѣтовой части солнечной радиацин происходитъ вълѣдствiе *разсѣянiя*; потеря же темной теплоты зависитъ отъ *поглощенiя*. Главной поглощающей средой являются водяные пары и углекислота. Увеличенiе количества углекислоты и водяныхъ паровъ въ атмосферѣ имѣетъ мало влiянiя на свѣтовую силу солнечныхъ лучей; оно увеличиваетъ поглощенiе *тепловой* части солнечной энергiи.

Литературныя указанiя.

А) *Общiя свойства газовъ.*

- 1) * Хвольсонъ. Курсъ физики. Спб. I. 1898.
- 2) * Riecke. Lehrbuch der Physik. Leipzig. 1905.
- 3) * Winkelmann. Handbuch der Physik. Leipzig. 1906. Allgemeine Physik.
- 4) * Менделѣевъ. Объ упрукости газовъ. Спб. 1875.

В) *Барометрическое нивелированiе.*

- 5) Rühlmann. Die barometrischen Höhenmessungen. Leipzig. 1870.
- 6) Bauernfeind. Beobachtungen und Untersuchungen über die Genauigkeit barometrischer Höhenmessungen. München. 1872.
- 7) * Менделѣевъ. О барометрическомъ нивелированiи. Спб. 1886.

¹⁾ Elster und Geitel. Meteorologische Zeitschrift. 1893, S. 48.

8) *Hartl. Anleitung zum trigonometrischen und barometrischen Höhenmessungen. Wien. 1884.

9) Schreiber. Handbuch der barometrischen Höhenmessungen.

10) Liznar. Die barometrische Höhenmessung. Leipzig. 1904.

11) *Schoen. Anleitung für die Manipulation bei den barometrischen Höhenmessungen. Leipzig. 1907.

C) *Основы механической теории тепла.*

12) *Зиловъ. Элементарный курсъ механической теории тепла. Москва. 1882.

13) *Хвольсонъ. Курсъ физики. Т. III, Спб. 1899, главы VII—IX.

14) Winkelmann. Handbuch der Physik. Leipzig. 1906. Dritter Band. Zweite Hälfte. Mechanische Wärmetheorie. S. 252—761.

15) Обширный курсъ Rühlmann'a «Handbuch der mechanischen wärmetheorie», Braunschweig. 1906.

D) *Теорія восходящихъ и нисходящихъ токовъ.*

16) Hann. Lehrbuch der Meteorologie. Wien. 1905, VI. Einige der wichtigsten mathematisch-physikalischen Theorien der Meteorologie.

17) Reye. Die Wirbelstürme, Tornados und Wettersäulen. Hannover. 1880. Anhang.

18) *Hertz. Graphische Methode zur Bestimmung der adiabatischen Zustandsänderungen feuchter Luft. Meteorol. Zeitschrift. 1884, s. 421.

19) Sprung. Lehrbuch der Meteorologie. Hamburg. 1885.

20) *Bezold. Gesammelte Abhandlungen. Braunschweig. 1906. Zur Thermodynamik der Atmosphäre. V—IX, S. 91—216. Theoretische Betrachtungen über die Ergebnisse der wissenschaftlichen Luftfahrten, S. 221 и Ueber die Temperaturänderungen auf- und absteigender Luftströme, s. 274.

21) Neuhoff. Adiabatische Zustandsänderungen feuchter Luft. Berlin. 1900.

22) Авенариусъ. Измѣненія влажности въ восходящемъ атмосферномъ теченіи. Кіевскія Университетскія Извѣстія. Кіевъ. 1868.

23) Bigelow. Studies on the Thermodynamics of the Atmosphere. Monthly Weather Rev. Washington, 23, 1906.

24) Рядъ статей въ журналахъ :

a) Meteorologische Zeitschrift.

b) Monthly Weather Review.

c) Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society.

III.

Вода въ атмосферѣ.

Водяные пары въ атмосферѣ. Перегонка, гигроscopicность, расплавление, высушивание. Элементы, характеризующіе гигрометрическое состояніе воздуха. Законы испаренія. Тепловой приходо-расходъ человеческого организма. Эвапорометры и результаты наблюденій. Гигрометры. Измѣненія гигрометрическаго состоянія во времени и въ пространствѣ. Распространеніе паровой атмосферѣ по вертикальному направленію. Нѣкоторые физическія постоянныя воздуха и воды. Литературныя указанія.

Водяные пары въ атмосферѣ. Водяные пары составляютъ наиболѣе подвижную и неустойчивую составную часть земной атмосферы. Они находятся непрерывно то въ стадіи образованія (испаренія), то въ стадіи осѣданія (сгущенія). Абсолютное ихъ количество, поэтому, постоянно измѣняется въ весьма широкихъ предѣлахъ. Упругость ихъ измѣняется высотой ртутнаго столба, который они могутъ уравнивать. Если, на примѣръ, въ верхнюю камеру барометра внесемъ нѣкоторое количество паровъ, то барометрической столбъ понизится на величину упругости введенныхъ паровъ. Если, поддерживая температуру камеры постоянной, станемъ вводить новое и новое количество паровъ, то столбъ ртути будетъ понижаться, слѣдовательно, упругость будетъ увеличиваться. Наконецъ, при данной температурѣ, можно ввести столько паровъ, что всякій излишекъ ихъ обращается въ жидкое состояніе. Говорятъ, что, въ этомъ случаѣ, пары насытили пространство, а упругость ихъ достигла максимума. Упругость паровъ, насыщающихъ пространство, увеличивается съ повышеніемъ температуры. Въ слѣдующей таблицѣ приведены эти

упругости при различныхъ температурахъ въ миллиметрахъ ртутнаго столба (столбецъ *E*):

<i>t</i>	<i>E</i>	<i>Q</i>
— 30°	0.38 мм.	0.457 грамм.
— 25	0.61 »	0.707 »
— 20	0.94 »	1.078 »
— 15	1.44 »	1.611 »
— 10	2.15 »	2.363 »
— 5	3.16 »	3.407 »
0	4.57 »	4.835 »
0	4.57 »	4.835 »
5	6.51 »	6.761 »
10	9.14 »	9.329 »
15	12.67 »	12.712 »
20	17.36 »	17.117 »
25	23.52 »	22.795 »
30	31.51 »	30.086 »
35	41.78 »	39.183 ¹⁾ »

Въ таблицѣ этой даны упругости водяныхъ паровъ при температурахъ ниже 0° надъ льдомъ; упругость же надъ жидкой водой нѣсколько выше (по Juhlin'у), а именно:

темп . . .	— 2	— 4	— 6	— 8	— 10	— 12	— 14	— 16
ледян. паръ	3.92	3.33	2.82	2.38	2.00	1.67	1.40	1.17
жидк. паръ	3.99	3.45	2.97	2.56	2.20	1.88	1.61	1.38

Перегонка, гигроскопичность, расплываніе, высушиваніе. Возобновимъ въ памяти нашей нѣкоторыя физическія представленія, о сущности процесса испаренія, придерживаясь изложенія профессора Зилова ¹⁾. Если въ замкнутое пространство, изъ ко-

¹⁾ См. Tables météorologiques internationales. Paris. 1890. Справочнымъ членомъ, опредѣляющимъ всевозможныя физическія и химическія постоянныя, можно найти въ книгѣ: Landolt-Börnstein. Physikalisch-chemische Tabellen. Dritte Auflage. Berlin. 1905.

²⁾ Зильовъ. Испареніе и осаданіе. Физическое Обзораніе, 1905, № 6, стр. 237.

того вытянуть воздухъ, внесемъ каплю воды, то она быстро испарится; пусть упругость образовавшихся паровъ будетъ равна e мм. Если точно такую же каплю внесемъ въ то же пространство, предварительно наполненное воздухомъ, то она также испарится и общая упругость увеличится на величину e , но для этого потребуется нѣкоторое время. Представимъ себѣ далѣе пространство, занятое отчасти жидкостью, отчасти ея паромъ. По представленію Клаузіуса, жидкость непрерывно испаряется, а паръ непрерывно осѣдаетъ. Если одновременно масса испаряющейся жидкости и масса осѣдающаго пара одинаковы, то жидкость и паръ находятся въ равновѣсіи; паръ называется *насыщеннымъ*. Если упругость пара меньше, то паръ *ненасыщенъ* (перегрѣтъ) и превѣшиваетъ первый процессъ; если упругость пара больше, то паръ *пересыщенъ* и превѣшиваетъ второй процессъ. Испареніе состоитъ въ томъ, что жидкость выбрасываетъ изъ себя частицы; это явленіе мы припишемъ силѣ, дѣйствующей внутри жидкости, и назовемъ ее *упругостью испаренія* данной жидкости. Если бы упругость испаренія дѣйствовала одна, то жидкость, какова бы ни была ея масса, вся испарилась бы; но испареніе жидкости происходитъ тѣмъ медленнѣе, чѣмъ больше упругость находящагося надъ нею пара; испареніе совершенно прекращается, когда надъ жидкостью находится насыщенный паръ. Послѣ этого ясно, что упругость находящагося надъ жидкостью пара противодѣйствуетъ упругости испаренія, слѣд., это двѣ прямо противоположныя силы; упругость насыщеннаго пара уравниваетъ упругость испаренія жидкости; слѣдовательно, *упругость насыщеннаго пара измѣряетъ упругость испаренія жидкости при той же температурѣ*.

Упругость испаренія жидкости прежде всего зависитъ отъ ея природы; при однихъ и тѣхъ же условіяхъ, жидкость, обладающая большею упругостью испаренія, испаряется быстрѣе, чѣмъ жидкость, обладающая меньшею упругостью испаренія. Упругость испаренія жидкости возрастаетъ съ температурою и уменьшается съ раствореніемъ въ ней какого-нибудь твердаго тѣла; упругость испаренія раствора тѣмъ меньше, чѣмъ больше его концентрація.

Примѣнимъ такимъ образомъ опредѣленное понятіе упругости испаренія въ объясненію нѣкоторыхъ явленій.

Возьмемъ изогнутую стеклянную трубку съ двумя балло-

нами *a* и *b* на концахъ; въ трубкѣ помѣщается нѣкоторое количество прокипяченной воды и весь воздухъ удаленъ; пусть въ баллонѣ *a* вода поддерживается при 100° , а въ *b* — при 0° ; тогда въ первомъ баллонѣ водяные пары имѣютъ упругость 76 см., а въ *b* — лишь 0.4 см.; въ баллонѣ *a* на каждый куб. сантиметръ приходится 0.546 mgr. водяного пара, а въ баллонѣ *b* — лишь 0.004 mgr. Паръ изъ обонхъ баллоновъ распространяется по всему прибору, и когда нѣкоторый объемъ пара изъ *a* перемѣстится въ *b*, то такой же объемъ пара изъ *b* перемѣстится въ *a*. Вслѣдствіе этого, въ *a* находятся пары ненасыщенные, а въ *b* — пересыщенные; въ баллонѣ *a* вода испаряется, а въ баллонѣ *b* пары осѣдаютъ (изъ каждаго куб. сантиметра притекающаго сюда пара осѣдаетъ 0.546 mgr.) Такой процессъ продолжается, попятно, до тѣхъ поръ, пока вся вода не перегонится изъ баллона *a* въ баллонъ *b*, и пока весь нашъ приборъ не наполнится паромъ упругости 0.4 см. На этомъ основана *перегонка жидкости*.

Представимъ себѣ, далѣе, что въ баллонѣ *a* находится чистая вода, а въ *b* какой-нибудь водный растворъ; если приборъ всюду нагрѣтъ до одной температуры, то вода будетъ имѣть большую упругость испаренія, чѣмъ растворъ; одновременно испаряется воды въ баллонѣ *a* больше, чѣмъ въ баллонѣ *b*; осаждаются же пары будутъ одинаково, какъ въ томъ, такъ и въ другомъ баллонѣ; вслѣдствіе этого, въ баллонѣ *a* вода будетъ все уменьшаться, а въ баллонѣ *b* растворъ будетъ увеличиваться. Это объясняетъ намъ *гигроскопичность* нѣкоторыхъ веществъ. Если вещество, будучи въ сыромъ воздухѣ, покрывается слоемъ воды, въ которой растворяется, и упругость испаренія этого раствора меньше упругости атмосферныхъ паровъ, то послѣдніе здѣсь осѣдаютъ въ растворѣ; гигроскопическое вещество, какъ говорить, *поглощаетъ* водяные пары изъ влажнаго воздуха. Гигроскопичностью веществъ пользуются для *осушенія* газовъ. Для этого газы пропускаются черезъ *сушило* — трубку, наполненную гигроскопическимъ веществомъ; для осушенія воздуха въ закрытомъ пространствѣ, туда ставятъ чашку съ гигроскопическимъ тѣломъ. Этимъ же процессомъ объясняется *распльваніе* на воздухѣ нѣкоторыхъ веществъ. Распльваются тѣ вещества, которыя сильно растворяются въ водѣ, и насыщенные растворы которыхъ имѣютъ упругость испаренія меньшую упругости атмосферныхъ паровъ.

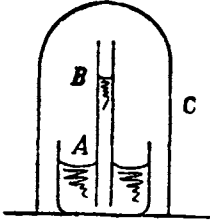
Когда въ такое вещество попадаетъ малѣйшее количество воды, въ ней образуется насыщенный растворъ, въ который осѣдаютъ атмосферныя пары; растворъ разжижается, вслѣдствіе чего въ немъ растворяется еще новая часть тѣла и т. д. Если же вещество слабо растворяется въ водѣ и, смочившись въ сыромъ воздухѣ, даетъ растворъ, упругость испаренія котораго больше, чѣмъ упругость данныхъ атмосферныхъ паровъ, то такое вещество не расплывается, а наоборотъ высыхаетъ на воздухѣ. Такъ, углекалиевая соль расплывается, а стронкаліевая соль высыхаетъ на воздухѣ.

Извѣстно, что при поверхности растворовъ, а равнымъ образомъ при поверхности воды, кристаллизующейся въ ледъ, упругость насыщенія не достигаетъ той величины, какъ при плоской поверхности жидкой воды. При 30° мороза переохлажденная вода даетъ упругость насыщенныхъ паровъ вдвое почти, большую, чѣмъ поверхность ледяныхъ кристалловъ. Последнее обстоятельство можетъ быть иллюстрируемо извѣстнымъ фактомъ, относительно высушиванія мокрыхъ тканей и мѣховъ на крайнемъ сѣверѣ ¹⁾. Промокшая гигроскопическая ткань кладется на поверхность снѣга, причемъ слой воздуха, раздѣляющій ткань отъ снѣга, насыщается паромъ. Но это насыщеніе получается равнымъ образомъ при поверхности ткани, содержащей въ порахъ жидкую воду и при поверхности кристалловъ снѣга. Въ первомъ случаѣ, эта упругость насыщенія больше, чѣмъ во второмъ, а потому въ тонкомъ слой воздуха происходитъ явленіе, извѣстное подъ названіемъ диффузія пара. Паръ диффундируетъ отъ большихъ упругостей къ меньшимъ, слѣдовательно, отъ тканей къ снѣгу и, увеличивая содержаніе влаги при снѣгѣ, конденсируется на поверхности послѣдняго. Происходящая отъ конденсаціи убыль пара сопровождается новымъ испареніемъ при поверхности тканей, и такимъ образомъ происходитъ непрерывная дистилляція воды отъ поръ гигроскопическаго тѣла къ поверхности снѣга, ведущая къ высушиванію ткани и нарастанію снѣга.

На основаніи теоріи поверхностнаго натяженія, лордъ Kelvin

¹⁾ Срезневскій. Объ испареніи съ поверхности тѣла и растений. Труды второго всероссійскаго съѣзда по климатологіи, гидрологіи и бальнеологіи, т. I, Сиб. 1906, стр. 291.

доказалъ, что, при остальныхъ равныхъ условіяхъ, упругость испаренія жидкости, ограниченной выпуклою поверхностью, больше, а жидкости, ограниченной вогнутою поверхностью, меньше, чѣмъ упругость испаренія жидкости, ограниченной плоскостью.



Фиг. 61.

Представимъ себѣ, что въ сосудѣ *A* (фиг. 61) съ жидкостью опущена капиллярная трубка *B*, въ которой жидкость поднимается на высоту *h*; все помещено подъ колоколъ *C*, изъ котораго удаленъ воздухъ и который наполняется насыщеннымъ паромъ; какъ въ сосудѣ *A*, такъ и въ трубкѣ *B* жидкость и паръ находятся въ равновѣсіи. Назовемъ δ и δ' плотности жидкости и ея насыщеннхъ паровъ, *R* радіусъ кривизны мениска въ трубкѣ; тогда давленіе на точку свободной поверхности въ сосудѣ опредѣляется вѣсомъ столба пара $h\delta g$, а давленіе на точку, лежащую на томъ же уровнѣ внутри трубки, опредѣляется вѣсомъ такого же столба жидкости $h\delta'g$, уменьшеннымъ на молекулярное давленіе, $2T/R$, гдѣ *T* — поверхностное натяженіе жидкости; и такъ $h\delta g = h\delta'g - 2T/R$, откуда

$$hg = \frac{2T}{R(\delta - \delta')} \quad (1)$$

Съ другой стороны понятно, что давленіе пара должно уменьшаться съ высотой; если на уровняхъ *A* и *B* давленія пара имѣютъ значенія *P* и *P'*, то

$$P = P' + h\delta g;$$

подставляя сюда значеніе hg изъ (1) и опредѣляя *P'*, находимъ

$$P' = P - \frac{2T\delta}{R(\delta - \delta')} \quad (2)$$

Если бы въ капиллярной трубкѣ жидкость ограничивалась выпуклымъ менискомъ, и давленіе пара на него обозначили *P''*, то наша бы

$$P'' = P + \frac{2T\delta}{R(\delta - \delta')} \quad (3)$$

Такъ какъ P' и P'' представляютъ намъ упругости насыщенныхъ паровъ надъ вогнутымъ и выпуклымъ менисками, то они же представляютъ и упругость испаренія жидкости, ограниченной вогнутымъ и выпуклымъ менисками.

Такъ какъ для воды $T=74$ dn/cm , то для капли въ 1 μ радиуса $2T\delta/R\delta=1,900$ атм., а для капли въ 1 $\mu\mu$ радиуса эта дробь $=1$ атм. ¹⁾.

Элементы, характеризующіе гигрометрическое состояніе воздуха. Состояніе воздуха, по отношенію къ содержащимся въ немъ парамъ, называется гигрометрическимъ состояніемъ. Гигрометрическое состояніе могутъ характеризовать различные элементы:

1) Упругость e тѣхъ паровъ, которые въ данный моментъ дѣйствительно находится въ воздухѣ. Эта упругость, измѣренная въ миллиметрахъ ртутнаго столба, называется *абсолютной влажностью*.

2) Всѣ паровъ q (въ граммахъ), находящихся въ каждомъ кубическомъ метрѣ воздуха. Известно, что всѣ кубич. метра сухого воздуха, при температурѣ 0° и нормальномъ давленіи, равенъ 1293 граммамъ. Всѣ того-же объема воздуха при температурѣ t и давленіи h выразится:

$$\frac{1293h}{760(1+at)}$$

Допустимъ, что упругость паровъ, находящихся въ воздухѣ, равна e ; тогда всѣ куб. м. воздуха, упругость котораго равна e , будетъ

$$\frac{1293e}{760(1+at)}$$

Но плотность паровъ по отношенію къ плотности воздуха равна 0.622; следовательно, всѣ паровъ, находящихся въ 1 куб. м. воздуха,

$$q=0.622 \frac{1293e}{760(1+at)} \text{ или } q=\frac{1.06}{1+at} e,$$

¹⁾ Зилонъ. Испареніе и осѣданіе. Физическое Обзореніе, 1905, № 6.

т. е. вѣсъ паровъ, выраженный въ грамм. и заключающійся въ 1 куб. м. воздуха, равенъ упругости этихъ паровъ, умноженной на коэффициентъ $\frac{1.06}{1+at}$. Этотъ коэффициентъ мало отличается отъ единицы; откуда видно, что число, выражающее упругость пара въ мм., близко къ числу, выражающему вѣсъ пара въ грам. Но можно найти температуру, при которой оба числа совпадаютъ, т. е. $q=e$. Для этого нужно, чтобы коэффициентъ при e былъ равенъ единицѣ, т. е.

$$\frac{1.06}{1+at}=1, \text{ откуда } t=16.4^\circ.$$

При низшей температурѣ, числа, выражающія упругость, меньше, при высшей—больше чиселъ, выражающихъ вѣсъ.

Въ таблицѣ, напечатанной на страницѣ 169, въ третьемъ столбцѣ, подъ буквою Q , приведены числа, показывающія вѣсъ насыщенныхъ паровъ, заключенныхъ въ кубическомъ метрѣ воздуха. Изъ приведенной выше формулы можно видѣть, что влажный воздухъ, при одинаковомъ давленіи и одной и той же температурѣ, легче сухого. Въ слѣдующей таблицѣ показанъ вѣсъ кубическаго метра сухого и влажнаго воздуха въ граммахъ, при различныхъ температурахъ:

температура	-20°	-10°	0°	10°	20°	30°
вѣсъ сухого воздуха.	1395	1342	1293	1247	1205	1165
» влажнаго »	1395	1341	1290	1241	1194	1147
разность	0	1	3	6	11	18

Изъ этой таблицы можно видѣть, что, при 30° , разность въ вѣсъ достигаетъ 18 граммовъ. При 20° , насыщеніе воздуха парами имѣетъ такое же вліяніе на плотность, какъ повышеніе температуры на 3° .

3) Удѣльная влажность, т. е. вѣсъ паровъ (p), заключенныхъ въ килограммѣ воздуха. Возьмемъ кубическій метръ воздуха, упругость котораго равна b . Пусть упругость паровъ въ немъ заключающихся равна e ; упругость сухого воздуха будетъ $b-e$. Вѣсъ сухого воздуха выразится

$$\frac{1.293 (b-e)}{(1+at) 760} \text{ килогр.,}$$

вѣсъ паровъ

$$\frac{1.293e}{(1+at)760} 0.622 \text{ килогр.},$$

общій вѣсъ

$$\frac{1.293(b-0.378e)}{(1+at)760} \text{ килогр.},$$

гдѣ 0.622—средняя плотность паровъ. Величина, обратная написанной, дастъ объемъ килограмма воздуха. Следовательно, вѣсъ паровъ, заключенныхъ въ этомъ объемѣ (т. е. въ килограммѣ)

$$p = 0.622 \frac{e}{b - 0.378e} \text{ килогр.}$$

Въ слѣдующей таблицѣ данъ вѣсъ насыщенныхъ паровъ (въ граммахъ), заключенныхъ въ одномъ килограммѣ воздуха при различныхъ температурахъ и различныхъ давленіяхъ:

t	760 мм.	600 мм.
—25°	0.41	0.52
—20	0.66	0.84
—15	1.05	1.33
—10	1.64	2.08
— 5	2.51	3.19
0	3.77	4.78
5	5.41	6.86
10	7.53	9.53
15	10.46	13.25
20	14.35	18.64
25	19.51	24.78
30	26.23	—

4) Влажный дефицитъ D , т. е. разность между упругостью паровъ, необходимыхъ для насыщенія пространства (E) и упругостью паровъ (e), которые дѣйствительно находятся въ воздухѣ

$$D = E - e.$$

Если рѣчь идетъ объ испареніи съ поверхности какого-нибудь

тѣла, то влажнымъ дефицитомъ называютъ разность между количествомъ паровъ, необходимымъ для насыщѣнія пространства при температурѣ испаряющей поверхности и тѣмъ количествомъ паровъ, которое дѣйствительно находится въ воздухѣ.

5) Точка росы, т. е. температура T , при которой пары, находящіеся въ атмосферѣ, достигаютъ насыщѣнія.

6) Гигрометрическое богатство (f), т. е. отношеніе вѣса (q) паровъ, заключенныхъ въ одномъ кубическомъ метрѣ воздуха, къ вѣсу сухого воздуха (k) въ томъ же объемѣ. Но

$$q = \frac{0.622 \times 1.293}{1 + at} \frac{e}{760},$$

$$k = \frac{1.293}{1 + at} \frac{b - e}{760},$$

слѣдовательно,
$$f = \frac{q}{k} = 0.622 \frac{e}{b - e}.$$

7) Относительная влажность e_1 , т. е. отношеніе упругости паровъ (e), дѣйствительно находящихся въ воздухѣ, къ упругости паровъ (E), необходимыхъ для насыщѣнія того же пространства при той же температурѣ

$$e_1 = \frac{e}{E} \text{ или въ процентахъ } e_1 = \frac{e}{E} \cdot 100.$$

Отношеніе *упругостей* можно замѣнить отношеніемъ *вѣсовыхъ* количествъ паровъ, дѣйствительно находящихся въ воздухѣ и паровъ, необходимыхъ для насыщѣнія, а потому

$$e_1 = \frac{q}{Q} \cdot 100.$$

Если, напримѣръ, говорятъ, что относительная влажность равна 20%, то это значитъ, что количество паровъ, находящихся въ воздухѣ, составляетъ 20% того количества паровъ, которое необходимо для насыщѣнія пространства при той же температурѣ.

Указанные элементы, какъ видно, связаны между собою функционально, такъ что если извѣстенъ *одинъ* изъ нихъ и температура изучаемой среды, то остальные можно вычислить.

Испареніе. Источникомъ, доставляющимъ постоянный запасъ паровъ въ атмосферѣ, является *испареніе*, происходящее съ поверхности водъ, болотъ, почвы, растительнаго покрова и т. п. *Скорость испаренія*, т. е. вѣсовое количество воды, испаряющейся съ единицы поверхности въ единицу времени, зависитъ отъ многихъ факторовъ: отъ температуры испаряющейся поверхности, отъ гигрометрическаго состоянія окружающей среды, отъ давленія воздуха и, наконецъ, отъ скорости вѣтра надъ испаряющейся поверхностью; чѣмъ скорость вѣтра больше, тѣмъ испареніе идетъ быстрѣе, такъ какъ вѣтеръ уноситъ въ сторону поднимающіеся пары и, такимъ образомъ, отдаленъ моментъ насыщенія парами окружающей среды. Не смотря на то, что испареніе играетъ огромную роль въ физической и органической жизни планеты, истинные законы его не вполне изслѣдованы и количество испаренія на земной поверхности не опредѣлено съ такой точностью, какъ опредѣлены другіе метеорологическіе факторы. Дѣло въ томъ, что лабораторные опыты производятся при нѣкоторой искусственной обстановкѣ, далеко не соответствующей естественнымъ условіямъ. Съ другой стороны, наблюдательный матеріалъ также не вполне надеженъ, а главное, не вполне сравнимъ между собой, такъ какъ наблюденія производятся въ условіяхъ, отличныхъ отъ тѣхъ, которыя имѣютъ мѣсто въ природѣ. Въ природѣ испареніе происходитъ съ поверхности воды, съ поверхности почвы, съ поверхности растительнаго покрова. Во всѣхъ этихъ случаяхъ, испаряющаяся поверхность подвержена непосредственному дѣйствию инсоляціи, дождя, вѣтра; съ другой стороны, въ испаряющейся поверхности не нарушена связь со слоями почвы или воды, лежащими ниже и съ боковъ; благодаря этой неразрывности, въ испаряющейся массѣ постоянно поддерживаются токи тепла и влаги, компенсирующіе измѣненія температуры и убыль влаги. Между тѣмъ, на метеорологическихъ станціяхъ, мы можемъ наблюдать испареніе въ небольшихъ сосудахъ при искусственной установкѣ приборовъ, защищенныхъ отъ дождя и, въ значительной степени, отъ вѣтра. Особенно трудно опредѣлить испареніе съ поверхности почвы и растений. Еще Dalton далъ слѣдующій законъ. Если

f —скорость испаренія,

$E - e$ —влажный дефицитъ,

H —давление воздуха,
 a —нѣкоторое постоянное, то

$$f = a \frac{E - e}{H}.$$

Новѣйшія изслѣдованія Weilemann'a и Stelling'a показали, что скорость испаренія выражается болѣе сложной формулой

$$f = \frac{A}{H} (E - e)(a + bv),$$

гдѣ A , a и b —постоянныя,
 v —скорость вѣтра.

По Trabert'у :

$$f = C(1 + af)(E - e) \sqrt{v},$$

гдѣ C —постоянная, опредѣленная при нѣкоторомъ среднемъ давленіи B . При другомъ давленіи H , вмѣсто C слѣдуетъ подставить $C \frac{H}{B}$. Кроме того, наблюденія обнаружили, что f зависитъ отъ діаметра и матеріала сосуда, отъ глубины испаряющагося слоя, отъ присутствія въ водѣ растворенныхъ солей и пр. Можетъ случиться, что температура испаряющейся поверхности на столько низка, что упругость насыщенныхъ паровъ, соответствующая этой температурѣ, будетъ ниже, чѣмъ упругость паровъ, дѣйствительно находящихся въ воздухѣ; въ этомъ случаѣ, вмѣсто испаренія, происходитъ осѣданіе паровъ на данной поверхности. Еще сложнѣе вопросъ объ испареніи съ поверхности растений и, особенно, съ поверхности человѣческаго тѣла.

Тепловой приходо-расходъ человѣческаго организма.
 Гигрометрическое состояніе воздуха имѣетъ огромное значеніе въ жизни нашего организма. Извѣстно, что человѣскій организмъ находится въ стационарномъ, приблизительно, тепловомъ состояніи. При нормальныхъ условіяхъ, температура нашего тѣла колеблется отъ $36^{\circ}.5$ до $37^{\circ}.5$ Цельсія. Источникомъ животной теплоты является сгораніе пищевыхъ веществъ. Гельгольцъ, на основаніи ряда опытовъ, нашелъ, что отъ сгоранія углерода, въ тѣлѣ взрослогаго человѣка, всомъ въ 82 килограмма, образуется 270000 калорій въ сутки. Для того, чтобы организмъ

находился, по отношенію къ теплу, въ стаціонарномъ состояніи (что опредѣляется нормальнымъ ходомъ функцій и хорошимъ самочувствіемъ), необходимо, чтобы приходъ тепла равнялся его расходу. Всякое нарушеніе этого равновѣсія, въ ту или другую сторону, ведетъ къ болѣе или менѣе серьезнымъ разстройствомъ организма. Поэтому, поддержаніе правильной тепловой экономіи тѣла имѣетъ весьма важное значеніе; а поддержаніе это зависитъ, въ значительной степени, отъ внѣшнихъ климатическихъ факторовъ.

Вырабатываемое въ организмѣ тепло потребляется различными путями:

1) пища и питье, вводимыя въ организмъ, имѣютъ температуру ниже температуры тѣла. Часть вырабатываемаго тепла идетъ на нагрѣваніе пищи и питья. Пусть это количество тепла равно A калоріямъ въ каждую единицу времени;

2) поступившій въ наши легкія воздухъ тоже нагрѣвается и при выдыханіи это тепло теряется въ окружающую среду. Обозначимъ это количество черезъ B . Величина его зависитъ отъ температуры вдыхаемаго воздуха;

3) съ поверхности кожи и съ поверхности легкихъ происходитъ постоянное испареніе влаги. На испареніе расходуется извѣстное количество тепла, которое называется *скрытымъ*. Пусть количество скрытаго тепла, потребляемаго на испареніе съ поверхности легкихъ будетъ C калорій (респирация), а на испареніе съ поверхности кожи (перспирація) D калорій;

4) тѣло наше находится въ средѣ и по сосѣдству съ предметами, имѣющими температуру, отличную отъ температуры тѣла; чаще всего, температура тѣла ($36^{\circ}.5-37^{\circ}.5$ Ц.) выше температуры окружающаго воздуха. А извѣстно, что всякое тѣло, находящееся въ средѣ, температура которой ниже температуры тѣла, теряетъ тепло въ окружающую среду двумя путями: путемъ лучеиспусканія (E калорій) и путемъ теплопроводности (F калорій). Эта потеря будетъ тѣмъ больше, чѣмъ больше разность между температурой тѣла и температурой среды и окружающихъ предметовъ.

Такимъ образомъ, полная отдача тепла въ окружающую среду и въ сосѣднимъ предметамъ выразится суммой членовъ:

$$X = A + B + C + D + E + F.$$

Представимъ себѣ, что температура среды возрастаетъ, приближаясь къ нормальной температурѣ человѣческаго тѣла. Въ этомъ случаѣ, числа E и F уменьшаются; разность между вырабатываемымъ въ организмѣ тепломъ и отдачей его наружу нарушается; въ организмѣ происходитъ накопленіе тепла, вслѣдствіе чего самочувствіе наше нарушается. Регулирующее дѣйствіе, въ этомъ случаѣ, могутъ имѣть члены C и D и рѣшающее значеніе будетъ имѣть гигрометрическое состояніе воздуха, выраженное относительной влажностью, или, еще лучше, влажнымъ дефицитомъ. Допустимъ, что количество водяныхъ паровъ, заключенныхъ въ кубическомъ метрѣ воздуха, будетъ оставаться безъ измѣненія; при этомъ предположеніи, влажный дефицитъ возрастаетъ и воздухъ будетъ все болѣе и болѣе удаляться отъ насыщенія; онъ будетъ дѣлаться суше и суше. Но количество влаги, теряемое съ поверхности кожи и легкиаъ, а слѣдовательно, и количество потребнаго для этого тепла, увеличится съ постепеннымъ увеличеніемъ влажнаго дефицита. Вслѣдствіе этого, накопленіе тепла, зависящее отъ увеличенія вѣншей температуры, будетъ регулироваться увеличеніемъ расхода вслѣдствіе испаренія. Огромную роль въ этой компенсаціи играетъ движеніе воздуха, вѣтеръ, увеличивающій скорость испаренія. Такимъ образомъ, при увеличеніи вѣншей температуры и одновременномъ увеличеніи сухости воздуха и его движенія, тепловой обмѣнъ, а слѣдовательно, и наше самочувствіе могутъ остаться въ равновѣсіи. Очевидно, что это равновѣсіе, которое назовемъ *тепловымъ комфортомъ*, можетъ имѣть мѣсто при различныхъ комбинаціяхъ температуры, влажности и скорости вѣтра. Въ Америкѣ сдѣланы были попытки построенія *кривыхъ комфорта*; эти кривыя опредѣляютъ собою такую комбинацію указанныхъ трехъ элементовъ (температуры, влажности и скорости вѣтра), при которой тепловое самочувствіе остается въ равновѣсіи. Изъ опыта, а также изъ хода кривыхъ, можно видѣть, что хорошее самочувствіе сохраняется, напримѣръ, при слѣдующихъ комбинаціяхъ:

температура (по Цельсію)	влажный дефицитъ (въ граммахъ)	скорость вѣтра (метры въ 1 секунду)
20°	3	3
25°	5	4
30°	10	6

Подобныя попытки составленія кривыхъ комфорта показали, что форма кривыхъ не вполне одинакова для различныхъ субъектовъ; это вполне понятно, такъ какъ самочувствіе можетъ зависѣть не исключительно отъ вѣдшихъ факторовъ, но и отъ физиологическаго и психическаго момента испытываемаго субъекта, а также, быть можетъ, и отъ другихъ неизвѣстныхъ еще намъ факторовъ, которые не приняты во вниманіе при построеніи нашихъ кривыхъ. Но совпаденіе и сходство въ общемъ ходѣ кривыхъ указываютъ на важное и несомнѣнное значеніе климатическихъ элементовъ въ жизнедѣятельности нашего организма.

Мы до сихъ поръ разсматривали случай повышенія температуры, причемъ допускали, что количество паровъ, заключенныхъ въ каждомъ кубическомъ метрѣ воздуха, или остается безъ измѣненія, или даже уменьшается. Мы видѣли, что въ этомъ случаѣ, до *извѣстной предѣла* конечно, тепловой балансъ организма, а слѣдовательно, и тепловое самочувствіе, могутъ оставаться въ равновѣсіи. Этимъ объясняется фактъ, что человекъ можетъ безъ вреда переносить довольно высокую температуру; необходимое условіе при этомъ—соотвѣтствующая сухость воздуха и его движеніе. Этимъ объясняются также наблюденія, показавшія, что кратковременное пребываніе въ очень высокихъ температурахъ, доходящихъ даже до 100°, производитъ незначительное сравнительно повышеніе температуры. Rohlfs говорить, что высокія температуры Сахары переносятся сравнительно легко, именно, вслѣдствіе сухости воздуха; тоже подтверждаетъ Годдъ относительно жаровъ южной Австраліи. Но болѣе продолжительное пребываніе въ средѣ очень высокой температуры можетъ вызвать нарушеніе равновѣсія и повышеніе температуры. Такъ напр., изъ официальныхъ отчетовъ о германскомъ флотѣ за 1880—1881 годы видно, что въ кочегарняхъ, во время плаванія въ Средиземномъ морѣ, температура доходила до 70°; у трехъ кочегаровъ, впавшихъ въ безсознательное состояніе, температура тѣла была выше 40°. То же самое, т. е. повышеніе температуры, найдено Nocht'омъ у истопниковъ и кочегаровъ во время его пѣздки въ Нью-Йоркъ. Такъ, у 8 человекъ изъ 58, послѣ 2—3 часового пребыванія въ кочегарнѣ, температура тѣла поднялась до 38°.4.

Но условія теплообмѣна совершенно измѣняются, если, при

увеличеніи температуры, увеличивается влажность воздуха (т. е. влажный дефицитъ уменьшается). Въ этомъ случаѣ, уменьшается отдача тепла, какъ излученіемъ и теплопроводностью, такъ и путемъ испаренія. Въ организмѣ происходитъ сильное накопленіе тепла, которое можетъ причинить сильныя разстройства или даже смерть, наступающую иногда быстро при явленіяхъ, такъ называемаго, «солнечнаго или теплового удара», при которомъ температура тѣла, задержаннымъ испареніемъ, можетъ подняться до 42° и выше. Указанными только что условіями объясняется то тяжелое опущеніе, которое мы испытываемъ въ тепломъ влажномъ воздухѣ Краснаго моря или передъ грозой. По наблюденіямъ Rubner'a и Левашева, уже относительная влажность въ 80% , даже при температурѣ 24° , становится невыносимой и вызываетъ, при продолжительномъ пребываніи въ такой средѣ, ощущеніе сильной тоски и удушья. Съ другой стороны, какъ мы видѣли раньше, воздухъ, даже болѣе высокой температуры (40° — 50° Ц.), переносится легко, если влажность уменьшается до 22% и только при 15% влажности чувствуется извѣстная сухость въ глазахъ, носу и на губахъ.

Тепловой ударъ является слѣдствіемъ чрезмѣрнаго накопленія тепла, а слѣдовательно, повышенія температуры, происходящаго отъ совокупнаго дѣйствія причинъ, задерживающихъ потерю тепла съ поверхности кожи, а именно, высокой внѣшней температурой при высокой влажности. Солнечному удару подвергаются люди, занятые тяжелой работой, особенно на городскихъ улицахъ и площадяхъ, посреди домовъ и мостовыхъ, стоящіе въ сомкнутыхъ рядахъ, затянутае мундирами и обремененные оружіемъ. Для происхожденія солнечнаго удара не требуется даже непосредственнаго дѣйствія солнечной инсоляціи. Въ случаѣ удара, должны примѣняться всѣ мѣры, способствующія теплорасходу, т. е. перенесеніе пораженнаго въ холодное мѣсто, освобожденіе отъ лишней одежды, обрызгиваніе водой. Отсюда является естественно вопросъ о климатическомъ и гигиеническомъ оптимумѣ, т. е. наиболѣе благопріятной для нашего самочувствія комбинаціи температуры и влажности. Такой оптимумъ, по мнѣнію Rubner'a и Эрисмана, въ среднемъ, имѣетъ мѣсто при 20° С и отъ 30% до 60% относительной влажности.

До сихъ поръ мы разсматривали тотъ случай, когда тем-

пература окружающей нас среды, оставаясь ниже температуры нашего тела, постепенно повышается. Если же температура окружающей среды *понижается*, то теплопотеря возрастает вследствие увеличения разности между температурой тела и среды. Но действие низких температур переносится человеком лучше, если он пользуется средствами защиты против чрезмерного холода (одежда, соответствующая пища, движение). При этом, как показали многочисленныя наблюдения, легче переносится холодный сухой воздух, чѣм холодный влажный. Миддендорфъ говоритъ, что человекъ можетъ переносить страшные холода полярныхъ странъ, только благодаря господствующей здѣсь сухости. Вообще, крайнія степени тепла и холода переносятся въ сухомъ воздухѣ гораздо легче, чѣмъ въ влажномъ. Въ холодномъ влажномъ воздухѣ ощущение холода не соответствуетъ действительной температурѣ среды; послѣднее обстоятельство объясняется тѣмъ, что влажный воздухъ представляетъ лучший проводникъ тепла, чѣмъ сухой, а потому, потеря теплопроводностью увеличивается. Вліяніе влажнаго воздуха путемъ усиленія теплопроводности показано Рубнер'омъ. Въ общемъ, среднее увеличеніе влажности на 1%, усиливаетъ отдачу тепла на 32%.

Для скорости испаренія съ поверхности человѣческаго тѣла, Schierbeck даетъ формулу:

$$K = \log \frac{B-f}{B f_1} (1 + \alpha t) \sqrt{w},$$

гдѣ B —барометрическое давленіе,

f —количество водяныхъ паровъ, действительно находящихся въ воздухѣ,

f_1 —количество паровъ при точкѣ росы,

t —температура воздуха,

w —скорость движенія воздуха,

α —коэффициентъ расширенія воздуха.

Въ действительности же дѣло еще сложнѣе. Кромѣ того, при испареніи съ поверхности живого организма, нужно принять во вниманіе не только чисто физическіе законы, но также физиологическій и психическій моменты, т. е. состояніе наруж-

ныхъ покрововъ и сосудовъ, настроеніе и нервное состояніе субъекта и т. п.¹⁾.

Эвапорометры и результаты наблюдений. Приборы, которые служатъ для опредѣленія количества испаряющейся воды на метеорологическихъ станціяхъ, называются *эвапорометрами* или *атмометрами*. Наиболее употребительные эвапорометры (Вильда и Любославскаго) описаны въ курсѣ метеорологіи Лачинова, а также въ «Инструкціи», изданной Главной Физической Обсерваторіей. Въ эвапорометръ Вильда, испареніе происходитъ съ поверхности воды въ чашкѣ, установленной на плечѣ вѣсовъ и стрѣлка вѣсовъ перемѣщается вдоль градуированной дуги, каждое дѣленіе которой соотвѣтствуетъ испаренію слоя въ 0.2 мм. толщиною. Атмометръ Пиша состоитъ изъ стеклянной трубки, наполненной водою и закрытой снизу кружкомъ изъ непроклееннаго картона. Этотъ кружокъ, съ маленькимъ отверстіемъ въ срединѣ, поддерживается особой пружинкой. Вода пропитываетъ кружокъ и съ его поверхности испаряется, а, вмѣсто нея, внутрь цилиндра черезъ отверстіе проникаетъ воздухъ. Количество испарившейся воды находятъ по пониженію уровня воды въ трубкѣ. Атмометръ Пиша необходимо градуировать, т. е. опредѣлить значеніе каждого его дѣленія по сравненію съ абсолютными эвапорометрами.

Хотя полученные до сихъ поръ результаты не могутъ имѣть абсолютнаго значенія, тѣмъ не менѣе, приведемъ нѣкоторые числа, дабы можно было, хотя въ грубыхъ чертахъ, судить объ общемъ характерѣ измѣненій этого важнаго метеорологическаго фактора. Въ измѣненіяхъ испаренія существуютъ суточные и годовые періоды. Суточные періоды должны быть особенно рѣзко выражены тамъ, гдѣ существуютъ значительные суточные періоды въ ходѣ температуры, влажности, и особенно, силы вѣтра. Такъ напримѣръ, въ Каирѣ, въ лѣтніе мѣсяцы (май—іюль) часовыя количества испаренія въ миллиметрахъ:

¹⁾ Подробнѣе см. Срезневскій. «Объ испареніи съ поверхности человѣческаго тѣла и растений». Труды второго всероссійскаго съѣзда дѣятелей по климатологіи, гидрологіи и бальнеологіи. Т. I, 1905, стр. 291; а также Кюссовскій. «Климатологія въ связи съ климатотерапіей и гигиеной». Одесса. 1894.

	минимумъ	максимумъ
испареніе	0.91 (4 ч. а)	13.87 (2 ч. р.)
температура	18° 8 (4 ч. а)	34.0 (2 ч. р.)
скорость вѣтра	1.9 вил. въ 1 ч. (6 ч. а)	14.0 вил. (3 ч. р.)

Въ общемъ, суточный ходъ испаренія соответствуетъ суточному ходу температуры воздуха. Такое же соответствіе испаренія и температуры, хотя не всегда столь рѣзко выраженное, можно видѣть и въ годовомъ ходѣ испаренія. Въ Одессѣ, напримеръ, толщина слоя испаряющейся воды въ миллиметрахъ, по эвапориметру Вильда, установленному въ нормальной будѣ обсерваторіи, слѣдующее :

январь	15.5 мм.	іюль	115.8 мм.
февраль	19.8 »	августъ	133.2 »
мартъ	22.4 »	сентябрь	86.7 »
апрѣль	46.4 »	октябрь	55.7 »
май	66.1 »	ноябрь	34.3 »
іюнь	88.2 »	декабрь	15.7 »
Годъ	699.8		

Въ другихъ пунктахъ найдены слѣдующія годовыя числа :

надъ тропическимъ океаномъ	2160 мм.
въ Мадрасъ	1930 »
» Ташкентъ	1339 »
» Стоудон'ѣ, въ Англій	420 »
» Лондонъ	380 »
» Петербургъ	320 »
» Тбилисъ	537 »
» Кіевъ	481 »
» Барнаулъ	565 »
» Нерчинскъ	420 »

Но, повторяемъ, эти числа относятся къ прѣсной водѣ. По опытамъ Мазелле, морская вода, въ которой содержаніе соли равно 3.5%, испаряется медленнѣе. Въ слѣдующей таблицѣ по-

казано количество воды, испаряющейся въ сутки съ поверхности прѣсной и морской воды:

прѣсная вода .	0.36 мм.	1.03	2.80	6.4
морская » .	0.25 »	0.78	2.40	5.8
разность . . .	31%	24%	14%	9%

Гигрометры. Приборы, которые служатъ для опредѣленія основныхъ гигрометрическихъ элементовъ, называются *гигрометрами* ¹⁾. Разсмотримъ принципы, на которыхъ основано устройство различныхъ гигрометровъ.

А) *Абсолютные гигрометры* даютъ возможность опредѣлить непосредственно или вѣсъ паровъ, заключенныхъ въ единицѣ объема воздуха, или упругость паровъ, дѣйствительно содержащихся въ воздухѣ. Вѣсовой абсолютный гигрометръ состоитъ изъ ряда U-образныхъ трубокъ, наполненныхъ какимъ-нибудь поглощающимъ влагу веществомъ; съ помощью аспиратора заставляютъ пройти черезъ трубки известный объемъ воздуха, который отдаетъ свою влагу и тѣмъ увеличиваетъ вѣсъ трубокъ; если первоначальный вѣсъ трубокъ Q , а окончательный Q_1 , то $Q_1 - Q$ дастъ вѣсъ паровъ, находившихся въ измеренномъ объемѣ воздуха; дѣля $Q_1 - Q$ на N (число куб. м. воздуха), получимъ:

$$q = \frac{Q_1 - Q}{N}.$$

Абсолютный гигрометръ Эдельмана даетъ возможность опредѣлять e . Представимъ себѣ герметически закрытый резервуаръ, который, помощью крана, можетъ сообщаться съ наружнымъ воздухомъ. Сосудъ снабженъ ртутнымъ манометромъ. Если кранъ открытъ, то ртуть въ обоихъ колѣнахъ манометра будетъ на одной высотѣ. Когда установится равновѣсiе, кранъ закрываютъ и въ резервуаръ вводятъ какое-нибудь поглощающее влагу вещество, напр., H_2SO_4 . Спустя нѣкоторое время H_2SO_4 поглотитъ изъ воздуха всю влагу и уменьшитъ его упругость на

¹⁾ Подробное изложеніе разнообразныхъ методовъ опредѣленія влажности можно найти въ книгѣ Wolpert'a: Die Luft und die Methoden der Hygrometrie. Это вторая часть книги: Theorie und Praxis der Ventilation und Heizung. Berlin.

e—(упругость поглощенных паровъ); вслѣдствіе этого, въ наружномъ колѣнѣ манометра ртуть будетъ стоять ниже, чѣмъ во внутреннемъ и разность высотъ дастъ непосредственно абсолютную влажность ¹⁾.

В) *Гигрометры, основанные на опредѣленіи точки росы.* Если мы ставемъ постепенно понижать температуру известной массы влажнаго воздуха, то пары будутъ приближаться къ состоянію насыщениа и, наконецъ, наступитъ такой моментъ, когда они достигнутъ состояніа насыщениа. Если въ этотъ моментъ опре-



Фиг. 62.

дѣлимъ температуру, то, по таблицѣ упругостей насыщенныхъ паровъ, найдемъ соответствующую этой температурѣ упругость. Эта упругость и дастъ намъ абсолютную влажность. На этомъ принципѣ устроены старые гигрометры Даниеля и Реньо. Болѣе удобную форму придалъ этому прибору Alluard. Гигрометръ Alluard'a состоитъ (фиг. 62) изъ резервуара *A*, имѣющаго форму параллелепипеда; въ этотъ резервуаръ входятъ двѣ трубки: одна *DF* доходитъ до дна, а другая *GC* оканчивается тотчасъ подъ крышкою; обѣ закрываются кранами. Черезъ воронку *E* сосудъ наполняется сѣрнымъ эфиромъ; термометры *t* и *t'* служатъ для измѣренія температуры резервуара и среды. Передняя часть резервуара *A* хорошо вызолочена; на ней то и будетъ осаждаться роса. Для

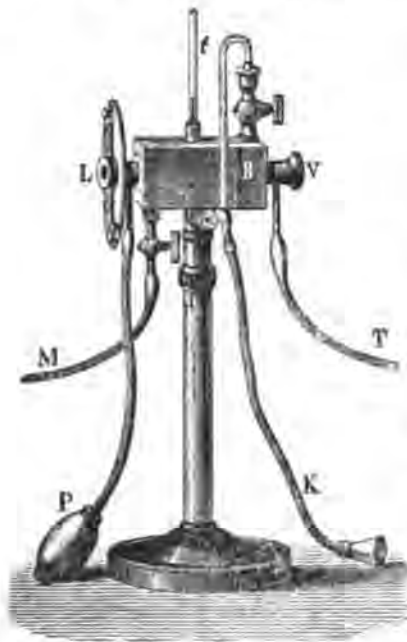
сравненія, рядомъ съ *A* укрѣплена, отдѣленная узкимъ промежуткомъ, *U*-образная вызолоченная поверхность *B*. Если ставемъ продувать воздухъ чрезъ трубку, идущую до дна, то эфиръ начнетъ испаряться, что повлечетъ за собой охлажденіе, а пары, достигнувъ насыщениа, покроютъ переднюю стѣнку налетомъ

¹⁾ Edelmanн. Neues Hygrometer. S.-A. aus Widemann's Annalen. 1879.

росы. Замѣчаютъ температуру въ моментъ появленія росы. Затѣмъ охлажденіе прекращаютъ, улавливаютъ температуру въ моментъ исчезновенія росы, и берутъ среднее этихъ чиселъ. Положимъ, что средняя температура равна 8° ; по таблицаѣ найдемъ упругость пара, при 8° (7.99 мм). Это и будетъ абсолютная влажность. Чтобы опредѣлить относительную влажность, нужно знать E —упругость паровъ, насыщающихъ пространство, при температурѣ наружнаго воздуха. Пусть температура окружающаго воздуха равна 22° , а соответствующая упругость 19.63 мм. Въ этомъ случаѣ

$$e_1 = \frac{7.99}{19.63} 100 = 41\%.$$

Весьма удобенъ также гигрометръ съ внутреннимъ сгущеніемъ (Сгога). Онъ представляетъ горизонтальный, нивели-



Фиг. 63.

рованный параллелепедъ B (фиг. 63), внутри котораго проходитъ высеребрянная съ внутренней стороны трубка LV . Одно отверстіе трубки закрыто матовымъ стекломъ другое—чечевицей, черезъ которую наблюдаютъ осажденіе росы на внутреннихъ стѣнкахъ трубки. Эта трубка, возлѣ матоваго стекла, соединена каучукомъ съ пространствомъ, влажность котораго нужно опредѣлить, а со стороны стекла L —съ всасывающей каучуковой грушей P . При помощи этой груши можно заставить циркулировать воздухъ по трубкѣ. Пространство внутри параллелепипеда наполняютъ эфиромъ

и вставляютъ термометръ t . Въ этотъ резервуаръ идутъ двѣ трубки: одна M оканчивается вверху, другая K проникаетъ внутрь

до дна. Для продуванія воздуха въ вѣирѣ, вторая соединена съ ручнымъ мѣхомъ. Дѣйствуя грушей, заставляютъ наружный воздухъ циркулировать по трубѣ; въ то же время, при помощи ручного мѣха, продуваютъ вѣирѣ; послѣдній начинаетъ испаряться, температура постепенно понижается и, наконецъ, на внутреннихъ стѣнкахъ трубки появится налетъ росы. По термометру опредѣляютъ температуру въ моментъ появленія росы, а въ дальнѣйшемъ поступаютъ по предыдущему.

Но для бѣглыхъ метеорологическихъ наблюдений эти гигрометры неудобны: они требуютъ много времени и сложныхъ манипуляцій. Въмѣсто нихъ пользуются *психрометромъ* Августа. Онъ состоитъ изъ двухъ термометровъ: шарикъ одного блестящій, а другого покрытъ батистомъ, конецъ котораго погруженъ въ стаканъ съ водою, вслѣдствіе чего батистъ непрерывно смачивается. Замѣтимъ, что батистъ долженъ плотно прилегать къ шарикю. Первый термометръ измѣряетъ температуру воздуха; показанія другого будутъ тѣмъ ниже, чѣмъ суше воздухъ, такъ какъ съ поверхности его шарика идетъ испареніе, а это влечетъ за собой поглощеніе скрытой теплоты. Если обозначимъ температуру перваго термометра черезъ t , втораго— t_1 , то вообще $t - t_1 > 0$. Нетрудно показать, что разность показаній этихъ термометровъ должна находиться въ зависимости отъ упругости паровъ (e), находящихся въ воздухѣ. Разсмотримъ тепловое состояніе втораго термометра: съ одной стороны, онъ получаетъ изъ окружающей среды нѣкоторый запасъ тепла, съ другой—нѣкоторая часть тепла тратится на работу испаренія. Наступитъ моментъ, когда приходъ будетъ равенъ расходу, и термометръ достигнетъ стаціонарнаго состоянія при температурѣ t_1 . Опредѣлимъ, какое количество тепла вся поверхность шарика тратитъ на работу испаренія. Пусть поверхность шарика равна S , а скрытое тепло испаренія— r . По закону Dalton'a, количество воды, испаряющейся въ единицу времени съ единицы поверхности, пропорціонально влажному дефициту и обратно пропорціонально давленію, т. е.

$$f = a \frac{S(e_1 - e)}{H},$$

гдѣ a —нѣкоторая постоянная величина; такъ какъ скрытая теплота испаренія r , то расходъ тепла R выразится:

$$R = aS \frac{e_1 - e}{H} \cdot r.$$

Съ другой стороны, шарикъ получаетъ нѣкоторый притокъ тепла изъ воздуха; такъ какъ температура его ниже температуры среды, то, по закону Ньютона, нашъ шарикъ получаетъ $(t - t_1)Sb$, гдѣ b —нѣкоторая постоянная величина. При *стационарномъ* состояніи

$$Sa \frac{e_1 - e}{H} r = b(t - t_1) S \quad \text{откуда} \quad e_1 - e = \frac{b}{ar}(t - t_1)H;$$

или

$$e = e_1 - C(t - t_1)H.$$

Эта формула разложена въ таблицы, при помощи которыхъ e опредѣляется безъ всякихъ вычисленій. Коэффициентъ C не имѣетъ вполнѣ постоянного значенія; величина его зависитъ, между прочимъ, отъ скорости вѣтра, протекающаго мимо шарика ¹⁾. При температурахъ ниже 0°, показанія психрометра становятся сомнительными ²⁾. На метеорологическихъ станціяхъ примѣняется также волосной гигрометръ. Приборъ этотъ основанъ на гигроскопичности человеческого волоса (фиг. 64). Одинъ конецъ предварительно выщелоченнаго волоса укрѣпляется неподвижно, а въ другому, перекинутому черезъ блокъ, подвѣшивается гирья. Къ блоку прирѣплена стрѣлка, которая движется передъ дугой, раздѣленной на 100 частей. Стрѣлка стоитъ на нульъ подъ колоколомъ насоса, изъ котораго совершенно удалены пары; если пространство подъ колоколомъ насыщено парами, то стрѣлка укажетъ 100. Если влажность увеличивается, волосъ удлиняется, и обратно ³⁾. На гигроскопичности нѣкоторыхъ тѣлъ основанъ

¹⁾ См. Инструкцію Главной Физической Обсерваторіи.

²⁾ Подробная и полная теорія психрометра смотр. а) Зворыкинъ. Опредѣленіе влажности посредствомъ психрометра. Приложение къ XI тому «Записокъ Акад. Наукъ» 1881. б) Теорія Максвелла, изложенная въ *Zeitschrift der Oester. Gesellschaft für Meteorologie*, Bd. XVI, 1881 г. и *Meteorologische Zeitschrift*, Bd. VI, 1889 года.

³⁾ Теорія волоснаго гигрометра см. Sreznevsky. «Théorie de l'hygromètre à cheveu» (Ученыя записки Юрьевскаго университета, 1895, № 3, стр. 38). Волосокъ гигрометра долженъ быть предварительно извѣстнымъ образомъ обработанъ. Приводимъ здѣсь способъ, сообщенный намъ энкиномъ Павловской магнитной обсерваторіи В. В. Кузнецовымъ: 1) нужно взять

также гигрометр Нодона. Онъ состоитъ изъ полоски бристольской бумаги, по-



Фиг. 64.

крытой равномернымъ слоемъ желатина съ салициловой кислотой; эта полоска свертывается спиралью, и къ концу ея прикрѣпляется стрѣлка; она движется передъ циферблатомъ, крайнія цифры котораго (100 и 0) вполне соответствуютъ та-кимъ же въ волосяномъ гигрометрѣ. Уголъ закручиванія спирали вообще пропорціоналенъ измѣненіямъ относительной влажности. Приборъ крайне чувствительный. Коробка прибора снабжена снаружи отверстіями для свободнаго притока воздуха къ спирали.

Существуютъ также приборы, ре-

волошь въ теченіе отъ $\frac{1}{2}$ часа до 1 часа въ 3% растворѣ поташа (въ дистиллированной водѣ), добавляя, по временамъ, дистиллированную воду, чтобы не увеличивалась концентрація раствора влѣдствіе испаренія воды, 2) промывать въ теченіе 1—2 сутокъ въ дистиллированной водѣ (нѣжны нѣсколко разъ воду), чтобы удалить слѣды поташа, 3) послѣ этого, промывать въ теченіе 1—2 часовъ въ винномъ спиртѣ, 4) сушить волосъ между листами пропускной бумаги.

гистрирующие изменения влажности. Самопишущий психрометр Ришара состоит из двух металлических изогнутых резервуаров, из которых один сухой, а другой покрыт батистомъ, конецъ котораго опущенъ въ сосудъ съ водою для постояннаго смачиванія. Каждый резервуаръ снабженъ рычагомъ съ перомъ на концѣ; этими перьями на барабанѣ чертятся двѣ кривыя, одна надъ другою; онѣ даютъ непрерывныя измененія температуры сухого и влажнаго термометровъ. Самопишущий волосяной гигрометръ состоитъ изъ пучка выщелоченныхъ волосъ, натянутого между вилками прибора. Удлиненіе или укорачиваніе пучка передается, при помощи рычажка, стрѣлки, которая чертитъ на барабанѣ кривую относительной влажности (фиг. 65).



Фиг. 65.

Примѣненіе гигрометровъ Regnault, Alluard'a, Crova, очевидно, основано на томъ допущеніи, что, при постепенномъ пониженіи температуры среды, пары приближаются къ состоянію насыщенія, *не измѣняя своей абсолютной упругости*, такъ что упругость, достигшихъ насыщенія, паровъ равна первоначальной ихъ упругости. Необходимо строже обосновать это допущеніе. Положимъ, что

- p —полное давленіе воздуха,
- t —температура среды,
- e_1 —упругость паровъ, находящихся въ данный моментъ въ воздухѣ,
- t_1 —ихъ точка росы,
- e_2 —максимальная упругость, соотвѣтствующая температурѣ t_1 .

Докажемъ, что $e_1 = e_m$. Для этого представимъ себѣ, что взятая нами проба воздуха, заключенная въ неизмѣняемую, неотдающую и не получающую тепла, оболочку, охлаждена предварительно отъ t^0 до t_1^0 и затѣмъ опять нагревается до температуры t^0 ; при этомъ процессъ, очевидно, упругость паровъ возрастетъ отъ e_m до $e_m \frac{273+t}{273+t_1}$. Въ такомъ же отношеніи увеличится общая упругость всей смѣси воздуха и паровъ (отъ p до $p \frac{273+t}{273+t_1}$). Чтобы возстановить прежнее давленіе p , необходимо, чтобы наша проба воздуха расширилась въ отношеніи $(273+t_1):(273+t)$. Но при этомъ расширеніи, упругость $e_m \frac{273+t}{273+t_1}$ уменьшится до e_m . Но такъ какъ теперь возстановлено первоначальное состояніе нашей пробы, то, очевидно, $e_m = e_1$.

Сангю теоретически показалъ, что точка насыщенія паровъ и точка ихъ росы, полученныя изъ наблюденій, тогда только совпадаютъ, когда жидкость, образующаяся при сгущеніи, смачиваетъ поверхность, на которой должна образоваться роса. Если же жидкость не смачиваетъ поверхности осажденія, то точка росы получается ниже точки насыщенія. Такъ напримѣръ, при осажденіи паровъ воды на поверхности нефти, точка росы получалась при 18° , тогда какъ точка насыщенія равнялась 21.2° . Изъ этого замѣчанія слѣдуетъ, что поверхность (стекло, металлъ), на которой наблюдается роса, должна быть тщательно вычищена.

Измѣненія гигрометрическаго состоянія во времени и въ пространствѣ. Температура на земной поверхности подвержена непрерывнымъ измѣненіямъ. Съ другой стороны, въ атмосферѣ происходятъ постоянно процессы испаренія и осѣданія паровъ; наконецъ, пары, образовавшіеся въ извѣстномъ мѣстѣ, могутъ переноситься или путемъ диффузіи, или путемъ механическаго переноса воздушными теченіями. Указанные факторы обуславливаютъ постоянныя измѣненія гигрометрическаго состоянія воздуха, какъ во времени, такъ и въ пространствѣ. Измѣненія гигрометрическаго состоянія во времени выражаются въ существованіи суточныхъ и годовыхъ періодовъ. Надъ воднымъ пространствомъ абсолютная влажность въ утренніе часы наименьшая; съ возрастаніемъ температуры, она увеличивается и

затѣмъ падаетъ, т. е. ходъ ея параллеленъ ходу температуры. Подобный ходъ имѣетъ мѣсто и на континентахъ въ тѣ времена года, въ которыхъ суточный ходъ температуры незначителенъ. Вообще же, на сушѣ суточный ходъ абсолютной влажности иной: въ ранніе утренніе часы влажность наименьшая; въ 8—9 ч. утра она достигаетъ максимума; затѣмъ падаетъ и около 3—4 ч. пополудни. наступаетъ минимумъ, а въ 8—10 ч. вечера — второй максимумъ. Объясняется явленіе слѣдующимъ образомъ: съ восходомъ солнца, вслѣдствіе повышенія температуры, количество паровъ возрастаетъ. Къ полудню, вслѣдствіе усиленія восходящихъ токовъ, происходитъ перемѣшиваніе верхнихъ слоевъ, болѣе сухихъ, съ болѣе влажными нижними массами и абсолютная влажность уменьшается (второй минимумъ). Прекращеніе восходящихъ токовъ влечетъ появленіе вечерняго максимума. Ночью большая часть паровъ сгущается вслѣдствіе охлажденія и падаетъ въ видѣ тумана, росы или инея. Иной суточный ходъ имѣетъ абсолютная влажность на горахъ. На горахъ минимумъ наступаетъ утромъ, а максимумъ послѣ полудня. Подобныя суточные измѣненія являются, очевидно, результатомъ смѣны восходящихъ и нисходящихъ токовъ вдоль склона горы.

Въ *юдовахъ* ходъ, абсолютная влажность, за немногими исключеніями (область муссоновъ и нѣкоторыя тропическія страны), слѣдуетъ за годичнымъ ходомъ температуры. Слѣдующія числа показываютъ суточный ходъ абсолютной и относительной влажности въ Одессѣ въ январѣ и іюль:

	январь		іюль	
	абс.	отн.	абс.	отн.
1 ч. пополун.	2.95	89.2	13.33	76.3
2 „ „	2.91	88.6	13.36	78.4
3 „ „	2.90	88.7	13.20	79.0
4 „ „	<u>2.89</u>	88.7	<u>13.08</u>	<u>79.9</u>
5 „ „	<u>2.89</u>	88.8	13.10	78.9
6 „ „	2.90	89.1	13.40	75.4
7 „ „	2.91	89.3	13.45	71.8
8 „ „	2.91	<u>89.4</u>	13.64	67.8
9 „ „	2.96	88.7	13.71	64.9

	январь		іюль	
	абс.	отн.	абс.	отн.
10 ч. пополун.	3.00	87.4	13.90	62.5
11 » »	3.06	86.2	<u>13.97</u>	60.4
полдень . . .	3.10	84.9	<u>13.83</u>	58.3
1 ч. пополудн.	3.12	84.3	<u>13.45</u>	56.1
2 » »	3.14	<u>84.0</u>	<u>13.48</u>	<u>55.0</u>
3 » »	<u>3.16</u>	<u>84.0</u>	13.45	55.4
4 » »	3.15	84.8	13.44	55.5
5 » »	3.15	86.3	13.25	<u>55.0</u>
6 » »	3.12	86.9	13.06	<u>55.0</u>
7 » »	3.13	87.5	<u>12.83</u>	57.9
8 » »	3.11	87.7	<u>12.77</u>	62.7
9 » »	3.14	88.5	13.01	66.4
10 » »	3.11	89.2	13.19	69.4
11 » »	3.06	88.9	13.27	71.8
полночь . . .	3.01	88.9	13.42	74.4

Ходъ относительной влажности вообще обратенъ ходу температуры: относительная влажность увеличивается съ уменьшеніемъ температуры и обратно. Но въ тѣхъ мѣстахъ, гдѣ существуютъ періодическія воздушныя теченія, приносящія съ собою запасъ влаги (муссонъ, горный вѣтеръ), тамъ относительная влажность повышается вмѣстѣ съ повышеніемъ температуры. Желаящимъ ближе и детальнѣе ознакомиться съ періодическими колебаніями влажности, советуемъ обратиться къ прекрасной статьѣ проф. Воейкова «Влажность воздуха», напечатанной въ № 1—2 «Метеорологическаго Вѣстника» за 1906 годъ, стр. 7—20, а также къ курсу метеорологіи того-же автора. Годичный ходъ абсолютной и относительной влажности въ Одессѣ можно видѣть въ слѣдующей таблицѣ:

январь . . .	<u>3.03</u>	<u>87.5</u>	май . . .	9.93	75.0
февраль . . .	3.63	85.1	іюнь . . .	12.24	72.3
мартъ . . .	4.51	85.7	іюль . . .	<u>13.36</u>	66.2
апрѣль . . .	5.94	74.6	августъ . . .	11.86	<u>58.9</u>

сентябрь .	10.35	65.7	ноябрь . .	5.18	79.6
октябрь .	8.73	78.7	декабрь .	4.23	84.0
			годъ . . .	7.75	76.1

Географическое распределение паровъ вдоль земной поверхности находится въ тѣсной зависимости отъ распределенія температуры, такъ что изолиніи упругости паровъ идутъ почти параллельно изотермамъ. Исключенія составляютъ только континентальныя пустыни, гдѣ температура воздуха высока, а упругость паровъ сравнительно мала. Вообще, абсолютная влажность уменьшается отъ экватора къ полюсамъ. Что касается относительной влажности, то она находится въ болѣе тѣсной связи съ физическимъ состояніемъ поверхности земли. Такъ, надъ океанами относительная влажность, почти на всемъ пространствѣ отъ экватора къ полюсу, одинакова и равна 80%, и только въ области пассатовъ она падаетъ до 75%. На континентѣ же она уменьшается отъ берега къ центру; исключеніе составляютъ большіе континенты холоднаго пояса. Дѣло въ томъ, что въ холодномъ поясѣ континентъ зимою сильно охлаждается и, хотя количество паровъ незначительно, но, вслѣдствіе низкой температуры, пары близки къ состоянію насыщенья, и потому относительная влажность отъ моря къ центру континента даже можетъ увеличиваться. Общій законъ распределенія абсолютной и относительной влажности таковъ: съ повышеніемъ температуры абсолютная влажность возрастаетъ, а относительная уменьшается; при пониженіи температуры имѣетъ мѣсто обратное явленіе. Слѣдующая таблица Аррениуса представляетъ среднее распределеніе влажности на земной поверхности по поясамъ въ 10°:

сѣверное полушаріе

	70-60	60-50	50-40	40-30	30-20	20-10	10-0
отн. влажность въ %	82	78	74	70	71	75	79
абс. влажность въ мм.	3.1	4.9	7.0	9.7	13.8	17.2	18.9

южное полушаріе

	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60
относит. влажность въ %	81	79	77	79	81	81
абсолют. влажность въ мм.	18.7	16.4	13.2	9.8	7.0	4.5

Какъ видно изъ таблицы, между экваторомъ и 10° ю. ш. относительная влажность достигаетъ 81%. Къ сѣверу и къ югу она уменьшается и въ области пассатовъ падаетъ до 70—71%, а къ полюсамъ опять увеличивается. Абсолютная влажность вполне зависитъ отъ температуры: гигрометрической экваторъ совпадаетъ съ термическимъ.

Другая таблица Арреніуса даетъ абсолютную влажность нѣсколькихъ мѣстъ въ различные часы сутокъ:

часы сутокъ пополуночи					часы сутокъ пополудни					Ампл.		
12	2	4	6	8	10	12	2	4	6		8	10
Тропическій океанъ лѣтомъ. 18.80 мм.+												
-0.25	-0.40	-0.47	-0.36	-0.06	+0.29	0.51	0.49	0.31	0.11	-0.03	-0.13	0.98
Нукусъ зимой. 3.32 мм.+												
-0.09	-0.20	-0.32	-0.39	-0.34	-0.02	+0.18	0.36	0.41	0.26	0.16	-0.01	0.80
Нукусъ лѣтомъ. 8.92 мм.+												
0.45	0.31	0.18	0.78	0.45	-0.39	-1.05	-1.25	-0.79	+0.08	0.68	0.51	2.03

Числа 18.80 и 3.32 являются средними числами, къ которымъ алгебраически прибавляются числа, приходящіяся на каждый часъ въ теченіе сутокъ. Такъ, максимальная влажность лѣтомъ въ тропическомъ океанѣ приходится на полдень и равна $18.80 + 0.51 = 19.31$. Максимумъ въ Нукусѣ зимой приходится на 4 ч. дня и равенъ $3.32 + 0.41 = 3.73$; минимумъ въ 6 ч. утра равенъ $3.32 + (-0.39) = 2.93$. Тутъ же выписаны и амплитуды колебаній. Посреди океана онѣ меньше 1 мм. (0.98). Въ Нукусѣ зимою амплитуда также мала (0.80), лѣтомъ 2.03. Такимъ образомъ измѣненія амплитуды совершаются въ малыхъ предѣлахъ.

Крайнія значенія абсолютной влажности, наблюдавшіяся до сихъ поръ, слѣдующія: 31.9 мм.—въ Джиддѣ въ Аравіи и менѣе 0.1 мм.—въ сѣверо-восточной Сибири и въ очень высокихъ слояхъ атмосферы. Относительная влажность можетъ падать до 13% (долина смерти).

Распространеніе атмосферы паровъ по вертикальному направленію. Каково распространеніе паровъ въ атмосферѣ по вертикальному направленію? Еще недавно, исходя изъ законовъ диффузіи Dalton'a, допускали, что водяные пары, подобно кислороду и азоту, образуютъ самостоятельную атмосферу и что дав-

леніе воздуха на земной поверхности, измѣряемое барометромъ, складается изъ давленія сухого воздуха + давленіе самостоятельной атмосферы паровъ; давленіе это равно вѣсу паровъ, заключенныхъ въ столбѣ воздуха отъ поверхности земли до крайнихъ предѣловъ атмосферы. Если упругость паровъ у поверхности земли равна e мм. ртутнаго столба, то вѣсъ паровъ въ столбѣ воздуха, основаніе котораго равно 1 кв. метру, долженъ равняться, при допущеніи самостоятельной атмосферы паровъ, $e \times 13.6$ килограмма, гдѣ 13.6 есть удѣльный вѣсъ ртути. Если бы эти пары перешли въ жидкое состояніе, то они дали бы слой осадковъ (дождя) толщиною въ $e \times 13.6$ мм. Но мысль о самостоятельной атмосферѣ паровъ не выдерживаетъ научной критики, такъ какъ: 1) она не согласуется съ наблюденіями, и 2) температура кладетъ извѣстные предѣлы для распространенія подобной атмосферы. Такъ напримѣръ, на экваторѣ температура на высотѣ 5100 м. достигаетъ 0° . Допустимъ, что упругость паровъ у земной поверхности равна 21 мм. Если бы имѣла мѣсто самостоятельная атмосфера паровъ, то, по гипсометрической формулѣ, можно было бы вычислить, какова должна быть упругость паровъ на этой высотѣ; необходимо только въ этой формулѣ постоянный коэффициентъ 18401 замѣнить, для водяной атмосферы, числомъ 29540. По этой формулѣ найдемъ, что упругость паровъ на высотѣ 5100 метр. должна равняться 14.3 мм; между тѣмъ, по таблицамъ упругостей паровъ, максимальная упругость при температурѣ 0° равна 4.6 мм. Кроме того, слѣдующіе ряды чиселъ показываютъ, что паденіе упругости паровъ съ высотой идетъ быстрее, чѣмъ это слѣдуетъ по гипсометрической формулѣ; I-й рядъ—высоты (въ тысячахъ футовъ), II-й рядъ—дѣйствительная упругость паровъ, найденная изъ наблюденій на горахъ, III-й рядъ—упругость паровъ при допущеніи самостоятельной атмосферы паровъ:

I)	0	1	2	4	6	8	10	12	14	16
II)	1	0.85	0.80	0.64	0.51	0.40	0.32	0.28	0.21	0.18
III)	1	0.98	0.95	0.91	0.87	0.83	0.79	0.76	0.72	0.68

Изъ всего выше изложеннаго можно сдѣлать общій выводъ, что пары воды сосредоточены, главнымъ образомъ, въ нижнихъ слояхъ атмосферы. До высоты 2000 м. находится $\frac{1}{2}$ всѣхъ паровъ, выше 5000 м. находится около $\frac{1}{10}$ всѣхъ паровъ. Если

на пути господствующих вѣтровъ находится горный хребтъ, то достаточно 2000 м. высоты, чтобы онъ задержалъ половину всѣхъ паровъ. Въ свободной атмосферѣ абсолютная упругость водяныхъ паровъ убываетъ съ высотой еще быстрее, чѣмъ на горныхъ станціяхъ. Въ слѣдующей таблицѣ показано среднее убываніе упругости паровъ въ свободной атмосферѣ и на горахъ, причемъ упругость на поверхности земли принята за единицу:

высота въ кило-										
метрахъ . . .	0.5	1	2	3	4	5	6	7	8	
въ свобод. атм.	0.83	0.68	0.41	0.26	0.17	0.11	0.05	0.028	0.013	
на горахъ . . .	0.83	0.70	0.48	0.34	0.23	0.16	—	—	—	

Замѣчательно, что убываніе абсолютной влажности съ высотой вездѣ почти происходитъ по одному и тому же закону. Въ Швейцаріи и на Цейлонѣ, на высотѣ 2000 метровъ, упругость паровъ составляетъ 50% той, которая имѣетъ мѣсто на земной поверхности, хотя внизу упругость выражается числомъ 22 мм. на Цейлонѣ и числомъ 7 мм. въ Швейцаріи. На Sonnblick's (около 3000 метр.), зимою, упругость водяныхъ паровъ (1.5 мм.) составляетъ 37% упругости на земной поверхности (4 мм.) Точно также на Явѣ, на земной поверхности упругость равна 20 мм., а на высотѣ 3000 метровъ 7.2 мм., что составляетъ 36%. Распределеніе паровъ по вертикальному направленію отличается значительной правильностью и можетъ быть выражено эмпирической формулой:

$$e_h = e_0 10^{-\frac{h}{6300}}$$

гдѣ e_0 —упругость у земной поверхности,
 » e_h — » на высотѣ h метровъ.

Süringъ даетъ болѣе сложную формулу:

$$e_h = e_0 10^{-\frac{h}{6} \left(1 + \frac{h}{20}\right)}$$

Измѣненіе относительной влажности съ высотой въ высшей степени неправильно и общей формулы составить нельзя. Отно-

сительная влажность, въ томъ ярусѣ атмосферы, гдѣ происходитъ образование облаковъ, нѣсколько выше, а затѣмъ быстро уменьшается. Вотъ результаты, найденные помощью шифвъ:

высота въ м.	490	650	970	1300	1600	1950	2270
влажность въ %	65	65	65	64	58	59	51

Изъ наблюдений на воздушныхъ шарахъ въ Германіи:

высота въ м.	0	500	1000	2000	3000	4000	4500
влажность въ %	77	71	71	57	55	53	54

Для убыванія давленія воздуха съ высотой имѣемъ:

$$p_h = p_0 10^{-\frac{h}{18400}},$$

откуда

$$p_h^3 = p_0^3 10^{-\frac{h}{6133}}.$$

Приблизительно:

$$\frac{e_h}{p_h^3} = \frac{e_0}{p_0^3} \quad \text{или} \quad \frac{e_h}{e_0} = \left(\frac{p_h}{p_0} \right)^3$$

Общее содержаніе паровъ, находящихся въ атмосферѣ до высоты h , если средняя температура всего слоя равна 12° , можетъ быть вычислено по формулѣ

$$p = \frac{2.3e_0}{1 + at} \left(1 - 10^{-\frac{h}{5000}} \right).$$

Если, напримѣръ, $e_0 = 11$ мм., $h = 2000$ метр., то

$$p = 14.3 \text{ килограмма.}$$

Процессъ, обратный испаренію, *сущеніе* или *осыданіе* паровъ, будетъ подробно рассмотрѣнъ въ особой главѣ.

Въ заключеніе, приведемъ основныя физическія постоянныя для ртути, воздуха и воды въ различныхъ ея состояніяхъ ¹⁾.

¹⁾ По Landolt-Börnstein'у «Physikalisch-chemische Tabellen». Berlin. 1906 и Winkelmann'у «Handbuch der Physik. 1906».

Плотность ртути (тверд.) при -39°	14. 38
» » » » -20	13.645
» » » » 0	13.595
» » » » 10	13.571
» » » » 20	13.546
» » » » 30	13.522
Удельный объемъ ртути при 0	0.073554

Объемъ ртути при температурѣ t° (между 0° и 100°):

$$V_t = V_0 \left[1 + 0.018161 \frac{t}{100} + 0.000078 \left(\frac{t}{100} \right)^2 \right].$$

Средній коэффициентъ расширенія ртути при температурѣ t° по Broch'у

$$\alpha = a + bt + ct^2,$$

гдѣ

$$a = 0.000181792,$$

$$b = 0.00000000175,$$

$$c = 0.00000000035116.$$

По Менделѣеву:

$$\alpha = 0.0001801 + 0.00000002 t.$$

Средній коэффициентъ между 0° и 100°

$$\alpha = 0.00018245.$$

Теплоемность ртути:

$$c = 0.03366 - 0.0000069 t.$$

Если p —давленіе воздуха, выраженное въ сантиметрахъ ртутнаго столба,

t —температура,

B —широта мѣста,

H —высота мѣста надъ уровнемъ моря,

R —радіусъ земли,

f —абсолютная влажность,

то плотность воздуха

$$d = 0.001293053 \frac{p - 0.354(1 + 0.00366t)f}{(1 + 0.00366t)76} (1 - 0.0026 \cos 2B) \left(1 - 2 \frac{H}{R} \right).$$

Отсюда, при давлении $p=76$ сант.:

t	d	t	d
-20°	0.0013952	10	0.001247
-10	0.0013421	20	0.001205
0	0.0012930	30	0.001165

Плотность другихъ газовъ при 0°:

	плотность воздуха=1	плотность воды=1
кислородъ . . .	1.1056	0.001430
азотъ	0.9673	0.001254
водородъ	0.0696	0.000090
водян. пары . .	0.6235	0.000806

Коэффициентъ расширенія воздуха:

Magnus	0.0036700
Regnault	0.0036694
Joly	0.0036702
Среднее	0.0036699
Hoffmann	0.0036696

Теплоемкость нѣкоторыхъ газовъ:

	плотность	c_p	c_v	$\frac{c_p}{c_v}$
кислородъ	0.1056	0.2175	0.1544	
азотъ	0.9673	0.2438	0.1735	
водородъ	0.0696	3.4090	2.4263	
воздухъ	1.0000	0.2375	0.1690	1.405

Для нагрѣванія грамма воздуха на 1° нужно 0.2375 калорій; для нагрѣванія одного кубич. сантиметра воздуха требуется 0.00031 калорій, такъ какъ одинъ кубич. сантиметръ воздуха вѣситъ 0.00129 грамма. Следовательно, кубич. сантиметръ воды требуетъ для нагрѣванія на 1° въ 3226 разъ больше тепла, чѣмъ кубич. сантиметръ воздуха. Поэтому, если надъ водной поверхностью находится слой воздуха на 10° теплѣе, то 322.6 куб. сантиметра воздуха должны отдать весь свой избытокъ тепла для того, чтобы нагрѣть слой воды толщиной въ одинъ санти-

метръ на 1° ; иначе говоря, слой воды толщиной въ 1 сантиметръ, охладившись на 1° , можетъ нагрѣть слой воздуха въ 32 метра высоты на 1° .

Скорость звука въ воздухѣ (v) измѣняется съ температурой (t):

t	v	t	v
-40°	305.37	20°	342.52
-20	318.24	40	354.09
0	330.60	60	365.19

Критическія температуры:

кислородъ	-118°
азотъ	-146.0
углекислота	$30.9-31.0$

Плотность (δ) и удѣльный объемъ (v), т. е. объемъ одного килограмма воды при различныхъ температурахъ (t):

t	δ	v
-10°	0.99815	1.00186
-5	0.99930	1.00070
0	0.99987	1.000132
4	1.00000	1.000000
5	0.999992	1.000008
10	0.999727	1.000273
15	0.999126	1.000874
20	0.998230	1.001773
25	0.997071	1.002938
30	0.995673	1.004346

Плотность льда при 0°	0.9167
» » » -10	0.9186
» » » -20	0.9203

Максимумъ плотности воды при $4^{\circ}0$.

Средній коэффициентъ сжатія (β) воды при давленіяхъ отъ 1 до 25 атмосферъ и температурахъ отъ 0° до 20°

$$=0.0000505.$$

Постоянная капиллярности воды $a^2 = rh$ (поднятие въ капиллярѣ, радиусъ коего равенъ 1 мм.) и поверхностное натяженіе (α) при различныхъ температурахъ (t):

t	a^2	$\frac{\text{mg}}{\text{mm}}$
0°	15.405	7.692
5	15.254	7.617
10	15.103	7.541
15	14.961	7.465
20	14.823	7.390
25	14.688	7.314
30	14.566	7.238

Температура (t_p) максимума плотности воды при различныхъ давленіяхъ (p):

p (въ атмосфер.)	t_p	p (въ атмосфер.)	t_p
1.00	4° 0	10.50	3° 4
2.85	3.9	41.60	3.3
4.06	3.8	144.80	0.6

или приблизительно:

$$t_p = 4^{\circ} 0 - 0^{\circ} 0225 (p - 1).$$

Объемъ воды при различныхъ температурахъ между 0° и 33°

$$V_t = V_0(1 + at + bt^2 + ct^3 + et^4),$$

гдѣ $a = -6427.10^{-8}$, $b = 85053.10^{-10}$,
 $c = -67898.10^{-12}$, $e = 40121.10^{-14}$.

Теплоемкость воды по Winkelmann'у:

$$c_t = 1 - 0.0006684 t + 0.00001092 t^2.$$

Минимумъ (при $t = 30^{\circ} 6$) . . . $c = 0.9898$

При 100° $c = 1.0424$

Среднее (между 0° и 100°) . . . $c = 1.0030$

Теплота плавленія льда по Bunsen'у:

$$r = 80.025.$$

Измѣненіе температуры (Θ) плавленія льда при измѣненіи давленія на одну атмосферу:

$$\Theta^{\circ} = 10333 \frac{AT(\sigma - s)}{e},$$

гдѣ σ — объемъ килограмм. воды. . . 0.001 куб. метра,

s — » » льда 0.001091 » » ,

T — » » 273°,

e — скрытое тепло плавленія льда 80 калор.,

A — тепловой эквивалентъ единицы работы $\frac{1}{425}$.

$$\Theta = -0^{\circ}.00753,$$

т. е. температура плавленія льда понижается на $0^{\circ}.00753$ при повышеніи давленія на одну атмосферу. Если давленіе увеличится на 132.8 атмосферы, то температура плавленія понизится на 1° .

Тепло (λ), нужное для нагрѣванія воды отъ 0° до t° и обращенія ея въ пары, имѣющіе ту же температуру t° :

а) по Regnault

$$\lambda = 606.5 + 0.305 t$$

б) по Winkelmann'у:

$$\lambda = 589.5 + 0.7028 t - 0.0031947 t^2 + 0.000008447 t^3.$$

Тепло (r), нужное для обращенія воды при t° въ пары той же температуры:

а) по Regnault

$$r = 606.5 - 0.695 t$$

б) по Winkelmann'у

$$r = 589.5 - 0.2972 t - 0.0032147 t^2 + 0.000008147 t^3.$$

Упругость (E) насыщенныхъ водяныхъ паровъ, вѣсъ (Q) насыщенныхъ водяныхъ паровъ, при давленіи 1 атмосферы, заключенныхъ въ одномъ кубическомъ метрѣ и объемъ (V) одного килограмма паровъ, даны въ слѣдующей таблицѣ:

	<i>E</i>	<i>Q</i>	<i>V</i>
0°	4.57 мм.	4.835 гр.	210.68 куб. метр.
5	6.51 »	6.761 »	150.24 » »
10	9.14 »	9.329 »	108.52 » »
15	12.67 »	12.712 »	79.365 » »
20	17.36 »	17.117 »	58.727 » »
25	23.52 »	22.715 »	43.968 » »
30	31.51 »	30.036 »	33.270 » »
35	41.78 »	39.183 »	25.439 ¹⁾ » »

Ледъ можетъ непосредственно испаряться т. е. переходить въ газообразное состояніе. Упругости насыщенныхъ паровъ надъ льдомъ (*p*) и надъ водой (*p*₁) неодинаковы. По наблюденіямъ Juhlin'a:

<i>t</i>	<i>p</i> ₁	<i>p</i>
0°	4.88 мм.	4.58 мм.
— 2	3.99 »	3.92 »
— 4	3.45 »	3.33 »
— 6	2.97 »	2.82 »
— 8	2.56 »	2.38 »
— 10	2.20 »	2.00 »
— 15	1.45 »	1.26 »

Приведемъ еще нѣкоторыя эмпирическія формулы для выраженія упругости насыщенныхъ водяныхъ паровъ въ функціи температуры:

а) формула Roche'a

$$p = 760.10^{\frac{ax}{1+cx}}$$

гдѣ $x = 100 - t$, $a = 0.1644$, $c = 0.03$

¹⁾ Подробныя таблицы упругостей водяныхъ паровъ см. а) Landolt-Börnstein. Physikalisch-chemische Tabellen. Berlin. 1905. б) Tables météorologiques internationales. Paris. 1890; в) Wiebe. Tafeln über die Spannkraft d. Wasserdampf zwischen 76° und 101°5. Berlin. 1904.

b) Regnault:

для $t=0^{\circ}-100^{\circ}$

$$\log p = a - bat + c\beta t$$

$$a = 4.73993707 \quad \log \alpha = 0.996725536 - 1$$

$$\log b = 0.611740767$$

$$\log \beta = 0.006864937$$

$$\log c = 0.131990711 - 2$$

c) Magnus'a:

$$p = p_0 10^{\frac{at}{b+t}}$$

гдѣ $p_0 = 4.525$

$$a = 7.4475$$

$$b = 234.69$$

Плотность водяныхъ паровъ 0.6219.

Теплоемкость водяныхъ паровъ

при постоянномъ давленіи. . . $c_p = 0.4750$ » » объемъ . . . $c_v = 0.3637$ отношеніе. . . $\frac{c_p}{c_v} = 1.306$

Если теплоемкость воды въ жидкомъ состояніи примемъ за единицу, то

теплоемкость льда . . . 0.502

» паровъ . . . 0.475

Коэффициентомъ внутренней теплопроводности (k) называютъ то количество тепла, которое протекаетъ, въ единицу времени черезъ единицу поверхности, по направленію къ ней перпендикулярному, если температура по этому направленію уменьшается на 1° на единицу длины:

	k		k
серебро	1.00000	ледъ	0.005
ртуть	0.02000	вода	0.00130
стекло	0.00170	эфиръ	0.00040
фланель	0.00004	водородъ	0.00040
свѣтъ	0.0005	воздухъ	0.00005

Коэффициентъ внешней теплопроводности есть то количество тепла, которое теряется единицей поверхности тѣла въ единицу времени, когда избытокъ температуры тѣла относительно среды равняется 1°.

Литературныя указанія.

- 1) * Пространные курсы физики Хвольсона, *Riescke*, *Winkelmann*'а.
- 2) *Wolpert*. Die Luft und die Methode der Hygrometrie. Berlin.
- 3) Рядъ отдѣльныхъ статей въ журналахъ:
 - a) *Zeitschrift für Meteorologie*. Wien. 1868—1884.
 - b) *Meteorologische Zeitschrift* съ 1884 года.
 - c) *Метеорологическій Вѣстникъ* съ 1891 года.
 - d) *Repertorium für Meteorologie redig. von Wild*. Спб. I—XVII томы.
 - e) *Das Wetter*.

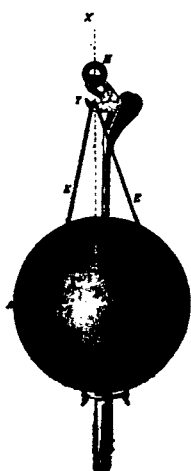
IV.

Непрерывная водная оболочка (океаны), ея распространение и свойства.

Океаническія глубины и методы ихъ опредѣленія. Рельефъ дна. Качество грунта океаническаго дна. Химія океановъ. Методы опредѣленія общаго содержанія солей. Опредѣленіе удѣльнаго вѣса морской воды. Содержаніе хлора. Содержаніе различныхъ солей. Распредѣленіе солености (приведенной плотности). Распредѣленіе дѣйствительной плотности. Роль солености въ органической жизни океана. Вопросъ о причинахъ солености океаническихъ водъ. Газы въ морской водѣ. Соображенія *Clark*'а объ общемъ составѣ атмосферы. водной оболочки и земной коры. Литературныя указанія.

Океаническія глубины и методы ихъ опредѣленія. Раньше мы разсмотрѣли распространеніе океановъ по горизонтальному направленію. Перейдемъ теперь къ изслѣдованію ихъ мощности по вертикали. Существуютъ весьма разнообразныя методы изученія океаническихъ глубинъ. При глубоководныхъ

измѣренійхъ можно попутно изучать также качество грунта, выступающаго океаническое дно. Для этого нужны приборы для зондированія устроить такъ, чтобы они давали намъ не только глубину, но и выносили, на дневную поверхность, пробы глубиннаго грунта. Если глубина не превышаетъ 200 м., то лотомъ можетъ служить тяжелая свинцовая гиря на веревкѣ. Когда гиря достигнетъ дна, рука почувствуетъ ударъ. Для глубинъ до 1000 м. гиря должна быть тяжелѣе (50—60 вѣс.). Для большахъ глубинъ трудно пользоваться лотомъ подобнаго устройства, такъ какъ 1) по толчку нельзя уже судить, достигла ли гиря дна, 2) гиря должна быть значительнаго вѣса, 3) тяжелую гирю трудно вытаскивать изъ воды. Прототипомъ приборовъ для глубоководныхъ измѣреній служитъ лотъ Брука. Онъ устроенъ такимъ образомъ, что, когда достигнетъ дна, тяжелая гиря остается на днѣ, и вытаскивается одинъ стержень. Для этого на стержень надѣвается тяжелое тѣло *A*, свободно скользящее вдоль стержня (фиг. 66). Къ верхней части стержня прикрѣпленъ крючекъ *y*, вращающійся около оси. Тѣло *A* обхватывается веревками, идущими къ этому крючку, такимъ образомъ, что когда веревка натянута, крючекъ *y* приподнятъ, и гиря удерживается на стержнѣ; когда же гиря достигнетъ дна, крючекъ опрокидывается, и гиря отдѣлится отъ прибора. Для того, чтобы приборъ могъ служить для поднятiя образцовъ грунта, въ нижней части стержня сдѣлано углубленiе, смазанное саломъ. Лотъ опускается на фортепiанной струнѣ, наматываемой на барабанъ (т. н. машина Томсона). Черезъ каждыя 100 метр. сдѣлана на струнѣ особая мѣтка; вся длина опущенной струны узнается по числу оборотовъ барабана. Первоначально гиря падаетъ быстро, затѣмъ, вслѣдствiе увеличенiя тренiя, скорость паденiя ея уменьшается, причемъ замедленiе идетъ въ известной прогрессii. Но какъ только гиря ударится о дно, происходитъ разрывъ прогрессii.

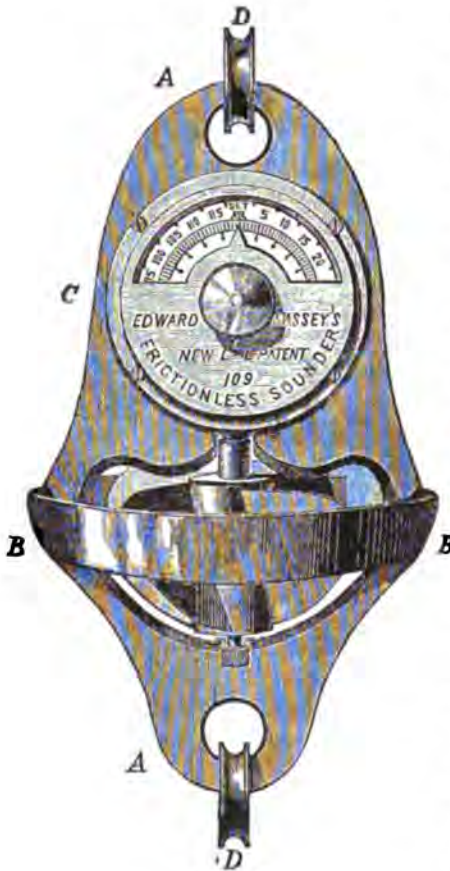


Фиг. 66.

Существуютъ и другiе, косвенные, способы опредѣленiя глубины:

1) Способъ индикаторовъ. Въ индикаторѣ Массея, 3-хъ или

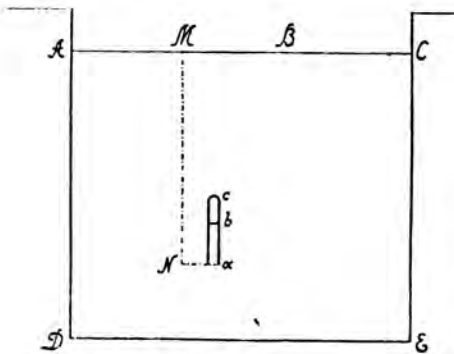
4-хъ лопастный винтъ съ приспособленнымъ къ нему счетчикомъ



Фиг. 67.

опускается на глубину. При движеніи вглубь, винтъ вращается и перемѣщаетъ стрѣлку прибора. При подыманіи прибора, винтъ застопоренъ и стрѣлка не перемѣщается. Если приборъ предварительно градуированъ, то, по числу оборотовъ винта, можно опредѣлить ту глубину, до которой опускался винтъ (Фиг. 67).

2) Способъ, основанный на томъ фактѣ, что давленіе съ глубиною постеленно возрастаетъ. Представимъ себѣ (Фиг. 68) трубку ac , съ одного конца закрытую, внутреннее сѣченіе которой равно одной квадрат. единицѣ, а высота $ac=h$. Объемъ заключеннаго въ ней воздуха равенъ, следовательно, h . Внешнее давленіе воздуха, измеренное въ высотѣ водяного столба, обозначимъ черезъ B . Опустимъ эту трубку, открытымъ концомъ внизъ, на глубину $MN=x$. Вслѣдствіе давленія столба воды MN , объемъ воздуха уменьшится и часть трубки $ab=m$ будетъ занята во-



Фиг. 68.

дою. По закону Мариотта, предполагая, что температура осталась безъ измѣненія,

$$\begin{aligned} \text{объемъ } bc : \text{объему } ac &= B : (B+x-m), \\ \text{или} \quad (h-m) : h &= B : (B+x-m), \\ \text{откуда} \quad x &= \frac{m(h+B-m)}{h-m}. \end{aligned}$$

Чтобы можно было судить о томъ, какая часть трубки на глубинѣ наполняется водой, для этого внутреннія стѣнки градуированной трубки покрыты химическимъ составомъ, обладающимъ свойствомъ измѣнять рѣзко свой цвѣтъ при соприкосновеніи съ морской водой (красный цвѣтъ хромовокислаго серебра переходитъ въ желто-зеленый). Замѣтимъ, что, при давленіи воздуха 760 мм. и средней плотности воды, давленіе одной атмосферы равно давленію столба воды высотой въ 10.0650 метр.

3) Способъ, основанный также на гидростатическомъ давленіи. Рядъ металлическихъ пустыхъ коробокъ, на подобіе anerоидовъ, подвергаясь давленію воды на глубинахъ, уменьшается въ своемъ объемѣ; уменьшеніе объема, соответствующее увеличенію давленія, а слѣдовательно, глубинѣ погруженія прибора, отмѣчается на особой шкалѣ. Для той же цѣли Stahlberger примѣняетъ принципъ Бурдоновой трубки.

4) Раньше мы упоминали о замѣчательной мысли Сименса, примѣнившего основныя положенія ученія о распредѣленіи тяжести къ измѣренію глубинъ. Но приборъ этотъ не получалъ распространенія¹⁾.

Упомянемъ еще объ одномъ косвенномъ способѣ опредѣленія *средней* глубины морского дна. Извѣстно, что, время отъ времени, происходятъ подводныя вулканическія изверженія и землетрясенія. Толчекъ, сообщаемый ими, передается воднымъ массамъ, которыя приходятъ въ колебательное движеніе; волны распространяются по поверхности океана съ извѣстной скоростью. Зная моментъ землетрясенія и моментъ достиженія волной извѣстнаго пункта, можно найти эту скорость по формулѣ $h=v/g$. Теоретически вычисленныя величины отлично согласуются съ дѣйствительно найденными. Такъ, глубина по направленію отъ

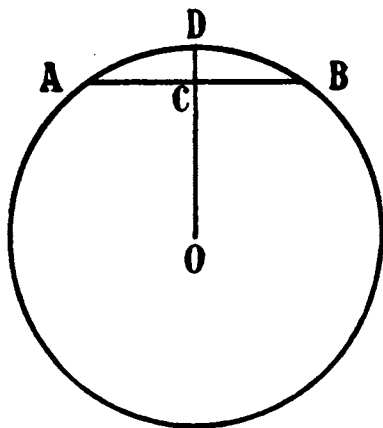
¹⁾ Подробнѣе см. параграфъ «Литературныя указанія».

Японія въ С.-Франциско, вычисленная на основаніи скорости волны, поднятой подводнымъ землетрясеніемъ 1854 г., равна 2365 м.; непосредственныя же измѣренія (измѣряютъ рядъ глубинъ и находятъ среднее) дали 2551 м.

Рельефъ дна. Дневная поверхность суши представляетъ гораздо большее разнообразіе, чѣмъ рельефъ дна. Подводный ландшафтъ однообразіе надводнаго. На дневной поверхности земли, даже въ невысокихъ горахъ, покатости составляютъ въ среднемъ отъ 10 до 15°, а въ высокихъ — отъ 30 до 40°. Въ открытыхъ частяхъ океановъ покатости дна рѣдко достигаютъ 2° и почти никогда не превышаютъ 5°. Болѣе значительныя неровности встрѣчаются вблизи вулкановъ и коралловыхъ острововъ, въ поясѣ разлома (до 7°), а также вблизи нѣкоторыхъ береговъ. Поверхность суши имѣетъ болѣе зубчатый характеръ, а поверхность океаническаго дна сглажена. Зубчатая, болѣе изрѣзанная, форма суши легко объясняется дѣйствіемъ процессовъ вывѣтриванія и размыванія, которыя отсутствуютъ на днѣ океановъ. Но если отвлечься отъ этихъ второстепенныхъ формъ рельефа, то нельзя не подмѣтить общихъ чертъ въ строеніи подводнаго и надводнаго рельефа. Эта общность указываетъ на общность силъ, участвовавшихъ въ созданіи рельефа земной поверхности, взятой въ ея цѣломъ. Для сужденія о рельефѣ суши мысленно проводятъ линіи, проходящія черезъ точки, лежащія на одной и той же высотѣ надъ уровнемъ моря; это *изогипсы*. Точно также для сужденія о рельефѣ дна, проводятъ кривыя, соединяющія точки океана, лежащія на одной и той же глубинѣ,—это *изобаты*. Сличая карты изогипсъ съ картами изобатъ, можно видѣть, что тѣ и другія тѣснятся ближе всего къ прибрежной зонѣ континентовъ; другими словами, большія глубины подходятъ къ очень крутымъ горнымъ склонамъ, какъ напримѣръ, бездны Тихаго океана и крутые склоны Андъ Южной Америки. Наиболѣе значительныя горныя системы спускаются, съ одной стороны, къ океану, а, съ другой, къ обширнымъ равнинамъ (Индійскій океанъ—Гималаи, Тибетъ, Тянь-Шань, Алтай, Сибирь, или Тихій океанъ—Сиерра Невада, Скалистыя горы. Точно также и на днѣ океановъ. Съ одной стороны, большія впадины, а съ другой—довольно ровное ложе. Очевидно, слѣдовательно, что основныя формы рельефа сложились подъ дѣйствіемъ одинаковыхъ силъ, причемъ на днѣ океановъ

сохранились главныя черты надземнаго рельефа, а именно, асимметрия: одинъ бокъ крутой, другой—пологий.

Другая особенность рельефа океаническаго дна должна заключаться въ томъ, что наибольшія впадины и глубины находятся не по серединѣ океана, а сдвинуты къ берегамъ. Кажется-бы, что дно должно имѣть вогнутую форму; не трудно, однако, показать, что дно въ общемъ выпукло, и только въ этихъ выпуклостяхъ встрѣчаются мѣстами впадины. Возьмемъ



Фиг. 69.

на земной поверхности двѣ точки *A* и *B* (напр., въ Европѣ и Америкѣ) и опредѣлимъ, какова должна была бы быть глубина океана, чтобы дно отъ Европы къ Америкѣ было плоскимъ (фиг. 69). Очевидно, что, зная разстояніе по дугѣ *AB* (изъ карты), легко опредѣлить глубину *DC*. Оказывается, что дуга $ADB=35^\circ$. Если произвести вычисленія, то найдемъ, что для того, чтобы дно было хотя бы плоскимъ, глубина должна быть не меньше 1000 кил.

Но наибольшая глубина въ океанахъ не превышаетъ и 10 кил., слѣдовательно, въ общемъ, дно должно быть выпуклосе.

Перейдемъ къ частному обозрѣнію рельефа дна въ океанахъ. Атлантическій океанъ съ сѣверной стороны замкнутъ цѣлымъ рядомъ подводныхъ возвышенностей, идущихъ отъ Гренландіи къ Исландіи и берегамъ Европы. Въ средней части, вдоль океана, тянется гребень, находящійся на глубинѣ 2 кил. На сѣверѣ, этотъ гребень расширяется въ то подводное плато, на которомъ былъ проложенъ трансатлантическій кабель. На гребнѣ расположены острова Азорскіе, св. Елены, Вознесенія. На югѣ, онъ также расширяется и сливается съ подводнымъ плато Южнаго Ледовитаго океана. Гребень этотъ раздѣляетъ все русло Атлантическаго океана на восточное и западное. Особенно глубоки мѣста, въ видѣ отдѣльныхъ впадинъ, имѣются въ западномъ руслѣ:

- 1) Вестъ-Индская (8340 м., наибольшая глубина въ Атл. ок.),
- 2) Сѣверо-Атлантическая (6300 м.) и 3) къ западу отъ Азор-

скихъ о. (6000 м.). Въ южной части, у Бразильскихъ береговъ, впадина въ 7000 м.; въ восточномъ руслѣ, восточнѣе Азорскихъ о. въ 6000 м. Тихій ок. меридіаномъ 145°W (отъ Гринвича) дѣлится на двѣ части: 1) Въ восточной половинѣ дно на всемъ протяженіи однообразно (4—5000 м.); отличительной чертой является близость значительныхъ глубинъ у береговъ; это доказываетъ, что вдоль западныхъ береговъ Америки происходили сильные изломы земной коры, что констатируется и вулканическими изверженіями; 2) въ западной части есть впадина Тускароры (5000 м.); затѣмъ, глубина возрастаетъ къ Японскимъ и Курильскимъ о-вамъ и вблизи одного изъ нихъ доходитъ до 8515 м. Въ послѣднее время найдены еще большія глубины—до 9640 м. (12.7° с. ш., 145.8° в. д.). Индійскій ок.—однообразная впадина (3—4000 м.). Наибольшая глубина на NW отъ Новой Голландіи (6205 м.). Дно южнаго Ледовитаго ок. мало изслѣдовано; оно неглубоко и повышается къ предполагаемому Антарктическому матеріку. Въ Сѣверномъ Ледовитомъ ок. глубины невелики; дно представляетъ какъ бы продолженіе низменности Азіи. Впрочемъ, и здѣсь имѣются глубокія мѣста; между Гренландіей, Шпицбергеномъ и Европой находится глубокая впадина, которая, въ видѣ языка, выдается къ югу (4800 м.). На основаніи наблюденій Нансева, можно думать, что характеръ этого дна къ сѣверу нѣсколько иной: если провести параллель чрезъ Ново-Сибирскіе о-ва, то окажется, что дно здѣсь снова опускается.

Значительное разнообразіе можно замѣтить въ глубинахъ внутреннихъ морей. Средиземное море отдѣлено отъ океана мелкимъ Гибралтарскимъ проливомъ (высшая точка гребня здѣсь находится на глубинѣ 320 м.); затѣмъ начинается глубокая впадина, которая перемычкой (глубиною 324 м.), между Сициліей и Афіякой, раздѣляется на два бассейна; наибольшая глубина—въ восточной части, между Мальтой и Крптомъ (4406 м.). Дно Адриатическаго м., при выходѣ въ Средиземное, находится на глубинѣ 1580 м.; въ сѣверной части дно мелко. Проливы Дарданельскій и Константинопольскій мелководны (100 м.). Въ Мраморномъ морѣ есть глубины до 1500 м. Черное море представляетъ котловину, большая ось которой идетъ отъ Константинополя къ Новороссійску; посрединѣ оси наибольшая глубина достигаетъ 2244 м. Керченскій пр. и Азовское м. мелководны.

Нѣмецкое м. мелководно; у береговъ Скандинавіи оно достигаетъ глубины 830 м. Еще болѣе мелководны проливы, ведущіе къ Балтійскому морю и самое море (300—500 м.). Слѣдующіи числа даютъ среднюю и наибольшую глубину:

	Средняя глуб.	Наибольшая глуб.	Широта	Долгота
Тихій ок.	4083 м.	9640 м.	12.7°N	145.8E
Атлантическій	3763	8340	19.6 N	64.4W
Индійскій	3654	6205	11.4 S	116.8E
Сѣв. Ледовитый	818?	4845	78.1 N	2.5W
Караибское м.	2664	6270	19.0 N	81.2W
Средиземное	1612	4400	35.8 N	21.8E
Черное	1116	2244	42.9 N	33.3E
Всѣ океаны	3496	9640	12.7 N	145.8E

Какъ видно, Тихому океану принадлежитъ первое мѣсто какъ по протяженію, такъ и по средней и наибольшей глубинѣ.

Wagner составилъ таблицу, наглядно показывающую общее распределеніе всего рельефа (дневного и подводнаго) земного шара.

Степени		Площадь въ % всей земной поверхности	
Суша . .	выше 2000 метровъ	2.0%	} 28.3%
	1000—2000	4.0	
	200—1000	12.3	
	0—200	10.0	
Океанъ .	0—200	6.0	} 71.7%
	200—1000	3.2	
	1000—2000	4.0	
	2000—3000	6.5	
	3000—4000	13.0	
	4000—5000	36.0	
	5000—6000	12.1	
	глубже 6000	0.9	

Изъ этой таблицы видно, что на сушѣ малыя высоты (отъ 0 до 1000 метровъ) занимаютъ почти $\frac{6}{7}$ всей ея поверхности; въ океанахъ же преобладаютъ по протяженію глубины отъ 3 до 5000 метровъ (49%). На основаніи этихъ чиселъ, можно

вычертить, такъ называемую, гипсографическую кривую, представляющую средній профиль земной коры (фиг. 70). Для этого, на одной изъ осей откладываютъ равныя части, выражающія высоту и глубину, а на перпендикулярахъ—площади въ ‰, занятую соответствующими ступенями; оконечности перпендикуляровъ соединяютъ непрерывной кривой. Изъ этой кривой видно, между



Фиг. 70.

прочимъ, что приходъ суши во время отступанія моря меньше, чѣмъ ея расходъ (затопленіе) въ періодъ трансгрессіи. Всю сушу отъ кульминаціонной точки *E*, лежащей на высотѣ 8841 метра, до средней глубины океана (3496 м.) *Wagner* называетъ *материновымъ остовомъ*. Если этотъ остовъ сръзать и распределить равномерно по всей земной поверхности, то полученная такимъ образомъ поверхность называется *среднимъ уровнемъ*

земной коры. Она лежитъ, какъ мы видѣли раньше, на глубинѣ 2300 м. ниже средняго уровня океановъ. Вся масса водъ будетъ подыматься надъ этимъ среднимъ уровнемъ коры на 2300 метровъ. Что касается материковъ, то (по Ренск'у) средняя и наибольшая ихъ высота слѣдующая :

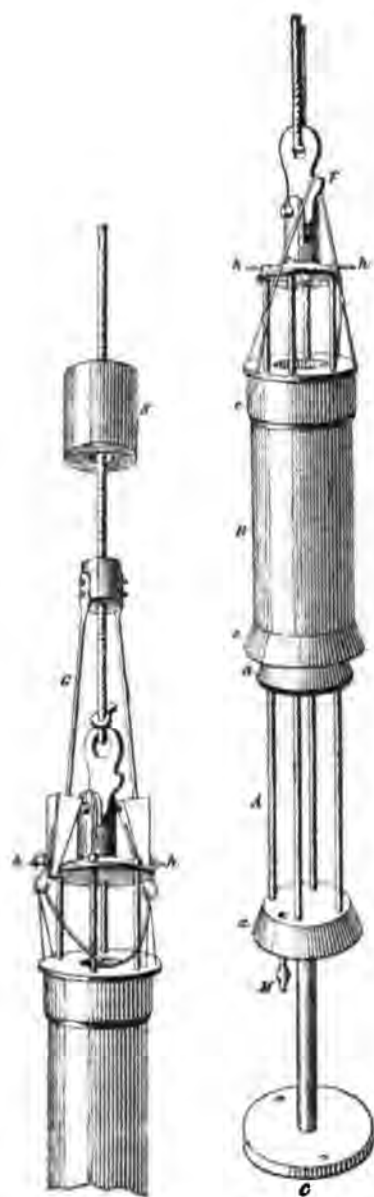
	средняя	наиб.
Европа.	320 м.	4810 м. (Монбланъ)
Азія.	980 »	8841 » (Гауризанкаръ)
Африка	670 »	5700 » (Килиманджара)
Сѣв. Америка	730 »	7564 » (Саорта въ Боливіи)
Южн. Америка.	590 »	
Австралія.	360 »	2187 » (гора Костюшко).

Такимъ образомъ, земной рельефъ, на основаніи современныхъ данныхъ, колеблется отъ 8841 метра до—9640, т. е. въ предѣлахъ 18481 м.=18.4810 километра. По Кгүммел'ю, вѣсъ всей суши и всей воды, лежащихъ выше средняго дна океановъ взаимно уравновѣшиваются.

Качество грунта океаническаго дна. Дно океановъ выложено продуктами неорганическими, а также, остатками органической жизни. Неорганическіе продукты являются результатомъ разрушенія горныхъ породъ, образующихъ берега, а слѣдовательно, видоизмѣняются при переходѣ отъ одного мѣста къ другому. Береговые матеріалы располагаются сообразно степени ихъ размельчанія. Болѣе крупныя части оглажаются ближе; далѣе располагается мелкій песокъ, еще далѣе мельчайшія частицы, которыя, въ смѣси съ глиной, образуютъ береговой илъ. Огромное количество взвѣшеннаго неорганическаго вещества несутъ рѣки, образуя иногда большіе наносы противъ своихъ устьевъ. Къ категоріи неорганическихъ отложеній слѣдуетъ отнести продукты подводной вулканической дѣятельности, а также пыль, постепенно осаждающуюся изъ атмосферы и медленно падающую на дно. Эта пыль состоитъ изъ мельчайшихъ частицъ, выброшенныхъ вулканами и подхваченныхъ верхними теченіями, а также частицъ, поднятыхъ вѣтрами съ поверхности пустынь. Наконецъ, анализъ доказалъ, въ океаническомъ илѣ, присутствіе частицъ, несомнѣнно, космическаго происхожденія. Но, рядомъ съ этимъ, въ океанахъ совершается

интенсивная органическая жизнь на различныхъ ея ступеняхъ. Организмы умираютъ и нерастворимые остатки ихъ непрерывно падаютъ на дно, образуя, съ теченіемъ времени, болѣе или менѣе мощныя отложенія. Особенно обильный матеріалъ даютъ низшіе, какъ растительные такъ и животные, организмы. Къ органическимъ отложеніямъ слѣдуетъ отнести также коралловый илъ въблизи коралловыхъ острововъ.

Существуетъ три главныхъ вида ила органическаго происхожденія: *глобигеринный илъ*, въ которомъ преобладаютъ известковыя раковины глобигеринъ изъ класса корненожекъ. Его цвѣтъ молочно-бѣлый, желтоватый, буроватый или розоватый, что зависитъ отъ большей или меньшей примѣси окисловъ жѣлѣза и марганца. Эти корненожки живутъ въ болѣе теплыхъ верхнихъ слояхъ океановъ и слѣдуютъ за теплыми теченіями. Остатки ихъ, падая на дно, подвергаются разложенію подъ дѣйствіемъ углекислоты океаническихъ водъ; вслѣдствіе этого, глобигериновые остатки не достигаютъ большихъ глубинъ и выстилаютъ дно не глубже 4000—5000 метровъ. Этотъ илъ имѣетъ самое большое распространеніе въ Атлантическомъ океанѣ, въ западной и сѣверной частяхъ Индійскаго и въ моряхъ Полинезіи. Дно южнаго Индійскаго океана покрыто кремнистыми остатками *диатомей*. Большое распространеніе имѣетъ также илъ, состоящій изъ кремнистыхъ остатковъ *радіолярій*. Отложенія этого ила встрѣчаются, на глубинахъ отъ 4200 до 8200 метровъ, въ западной и средней частяхъ Тихаго океана, а также въ Малайскомъ архипелагѣ. Наиболѣе глубокія впадины океановъ выложены *красной глиной*. Въ Атлантическомъ океанѣ она встрѣчается, начиная съ глубины 4500 метровъ. По мнѣнію Муррея, красная глина представляетъ результатъ разложенія рыхлыхъ продуктовъ подводныхъ вулканическихъ изверженій. Совершенно неизвѣстна мощность всѣхъ этихъ отложеній, выстилающихъ океаническое дно. Но, принимая во вниманіе, что процессъ осажденія поддерживается въ теченіе геологическихъ періодовъ, можно думать, что эти отложенія достигли уже значительной толщины. Въ внутреннихъ моряхъ качество грунта довольно разнообразно. Въ Средиземномъ морѣ преобладаютъ прибрежныя отложенія и рѣчные наносы; въ нѣкоторыхъ мѣстахъ попадаются коралловые остатки и илъ глобигеринъ. Въ Нѣмецкомъ и Балтійскомъ моряхъ — песокъ и илъ, а также твердая



Фиг. 71.

Фиг. 72.

глина. Въ Черномъ морѣ—синевато-сѣрый иль червѣко съ черной поверхностью ¹⁾).

Химія океановъ. Вода океановъ и морей содержитъ въ растворѣ многія химическія соединенія. Для изученія химическаго состава океаническихъ водъ, обыкновенно, поднимаютъ пробы воды изъ различныхъ глубинъ при помощи приборовъ, которые вообще называютъ *батометрами*. Всякій батометръ долженъ быть устроенъ такъ, чтобы онъ доставлялъ пробу воды изъ определенной и желаемой глубины. Эта цѣль можетъ быть достигнута различными путями. Батометръ, во время опусканія, остается закрытымъ; на определенной глубинѣ онъ открывается и наполняется водою; взятая проба автоматически отдѣляется отъ сообщенія съ остальной массой воды. Въ батометрахъ другихъ системъ, приборъ все время остается открытымъ; вода свободно циркулируетъ въ немъ во все время опусканія. Но въ извѣстный моментъ, по желанію наблюдателя, клапанъ или втулка прибора закрываются, и проба воды, находящаяся въ моментъ закрытія клапановъ, доставляется на дневную поверхность. Примеромъ можетъ служить батометръ

¹⁾ Подробнѣе о качествѣ океаническаго грунта см. Thoulet. L'Océan, ses lois et ses problèmes. Paris. 1904. Общедоступная статья Павлова: Морское дно. Москва.

Мейера. На фиг. 72 представленъ батометръ въ періодъ его погруженія, а на фиг. 71 — опущенный на данную глубину. Существуетъ огромное разнообразіе подобныхъ приборовъ, подробное описаніе которыхъ можно найти въ указанныхъ ниже курсахъ гидрографіи, а также въ результатахъ экспедиціи Challenger'a (Report of the scientific results of the Voyage of the M. S. Challenger. Vol. I), въ журналахъ «Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorologie», въ трудахъ нѣмецкихъ ученыхъ по изслѣдованію Нѣмецкаго и Балтійскаго морей, «Запискахъ по Гидрографіи» и проч. Мы остановимся только, возможно кратко, на приборѣ Вилля, видоизмѣненномъ механикомъ Тимченко.



Фиг. 73.

пискахъ по Гидрографіи» и проч. Мы остановимся только, возможно кратко, на приборѣ Вилля, видоизмѣненномъ механикомъ Тимченко.

Батометръ Вилля-Тимченко (фиг. 73) состоитъ изъ полого мѣднаго, бочкообразной формы, цилиндра съ двумя отверстіями на верхнемъ и нижнемъ концахъ; отверстія эти окружены коническими воронками, устроенными для возможно быстрого обмѣна воды во время опусканія батометра. Тамъ же находятся два запорныхъ кла-

пана, снабженныхъ винтовыми гайками, вращающимися въ одну и другую сторону гребными парходными лопастями. Во время опусканія батометра, лопасти открываютъ клапаны (ихъ можно открыть и передъ опусканіемъ). Когда клапаны достаточно откры-

лись, то они, посредствомъ стопорныхъ штифтовъ, прекращаютъ дальнѣйшее вращеніе лопастей и предупреждаютъ заѣданіе винтовой гайки, благодаря чему, клапаны, при обратномъ движеніи прибора, сразу закрываютъ отверстія. Когда приборъ придетъ на бортъ судна, его кладутъ въ горизонтальномъ положеніи выпускнымъ враномъ внизъ, черезъ который выливается вода въ сосуды; окошечко (со стекломъ) даетъ возможность наблюдать собравшіеся внутри газы. Весь приборъ помещенъ между четырьмя скрѣпляющими штангами, связанными между собою перекладинами; винты прикрыты цилиндрическими кожухами. Весь приборъ опускается на линѣ, который прикрѣпляется въ кольцо. Приборъ вѣситъ около 60 фунтовъ и приноситъ около 5½ литровъ воды. Для того, чтобы клапаны закрылись, прибору нужно пройти около 2½ сажень.

Методы опредѣленія общаго содержанія солей. Общее количество солей, содержащихся въ морской водѣ, можно опредѣлять непосредственно путемъ *выпариванія*. Выпариваютъ опредѣленное вѣсовое количество морской воды и взвѣшиваютъ, возможно точнѣе, сухой остатокъ. Отношеніе вѣсовъ, умноженное на 100, дастъ процентное содержаніе солей. Но этотъ способъ требуетъ много времени, а потому, для бѣглыхъ наблюденій во время экспедицій, могутъ быть примѣняемы другіе приемы. Нѣсколько ниже мы увидимъ, что хотя общее содержаніе солей океаническихъ водъ подвержено нѣкоторымъ колебаніямъ, но относительное процентное ихъ содержаніе измѣняется въ малыхъ предѣлахъ. Отсюда естественно вытекаютъ два слѣдствія. Съ увеличеніемъ количества солей увеличивается вообще удѣльный вѣсъ воды; но такъ какъ *относительное* содержаніе солей остается приблизительно постояннымъ, то между общимъ содержаніемъ солей и удѣльнымъ вѣсомъ морской воды должна существовать известная аналитическая зависимость, форму которой можно найти изъ наблюденій. На этомъ основаніи, опредѣленіе общаго содержанія солей сводится къ опредѣленію удѣльнаго вѣса испытуемой пробы морской воды. Но приблизительное постоянство состава морской воды приводитъ насъ и къ другому методу. Если различныя тѣла входятъ въ составъ воды въ приблизительно постоянномъ отношеніи, то между общимъ содержаніемъ солей и количествомъ одного какого-либо элемента должно также существовать известное соотношеніе. Въ основу

принимаютъ содержаніе хлора и опредѣляютъ, такъ называемый, *хлорный коэффициентъ*, т. е. отношеніе между общимъ содержаніемъ солей и содержаніемъ хлора.

Опредѣленіе удѣльнаго вѣса морской воды. Удѣльный вѣсъ морской воды можно опредѣлить при помощи ареометровъ. Весьма удобны также для этой цѣли вѣсы Моора. Наиболее совершенные стеклянные ареометры изготовляются Кюхлеромъ въ Килѣ. Приборъ состоитъ изъ набора пяти или десяти ареометровъ съ дѣленіями на шкалѣ. Дѣленія нанесены, принимая за единицу плотность дистиллированной воды при $17^{\circ}.5$ и отнесены также къ температурѣ $17^{\circ}.5$. При помощи набора изъ пяти ареометровъ можно отсчитывать плотность съ точностью до 0.0001; при наборѣ изъ 10 ареометровъ точность на глазъ достигаетъ 0.00005. Ареометры погружаются въ высоній цилиндръ, содержащій испытуемую пробу воды и чувствительный термометръ. Но удѣльный вѣсъ воды зависитъ не только отъ содержанія соли, но и отъ температуры ея. Необходимо, поэтому, приводить измѣренный ареометромъ удѣльный вѣсъ къ определенной температурѣ. Въ Англіи, всѣ удѣльные вѣса приводятъ къ температурѣ $60^{\circ} F = 15^{\circ}.56 C$ и за единицу принимаютъ удѣльный вѣсъ воды при $4^{\circ} C$. Результатъ измѣреній сопровождаютъ символомъ $S \frac{15.56}{4}$. Въ Германіи, удѣльный вѣсъ приводятъ къ $17^{\circ}.5$, а за единицу принимаютъ удѣльный вѣсъ дистиллированной воды при $17^{\circ}.5$. Эту норму отмѣчаютъ знакомъ $S \frac{17.5}{17.5}$. Приведеніе къ этимъ нормамъ можно одѣлать путемъ вычисленія или при помощи особыхъ таблицъ. Въ этомъ отношеніи особаго вниманія заслуживаютъ таблицы Knudsen'a (Hydrographische Tabellen. Hamburg. 1901). Для опредѣленія удѣльнаго вѣса, опускаютъ ареометръ въ стаканъ, наполненный испытуемой пробой воды, и даютъ температурѣ достигнуть стационарнаго состоянія. Затѣмъ, отсчитываютъ показаніе ареометра и термометра. Обозначимъ удѣльный вѣсъ, приведенный къ нормѣ, черезъ $S \frac{t_1}{t_1}$, соленость въ 100 вѣсовыхъ частяхъ воды черезъ $S \frac{0}{100}$ и положимъ, что

$$\left(S \frac{t_1}{t_1} - 1 \right) 1000 = q_{t_1}.$$

Тогда зависимость между удѣльнымъ вѣсомъ и общей соленостью выразится слѣдующимъ образомъ:

1) если $t_1=60^\circ$ $F=15.956$ С, а $t_1'=4^\circ$ С,

то

$$S \frac{0}{00} = 1.35 q_{15.96}.$$

2) Если $t_1=17^\circ.5$ и $t_1'=17^\circ.5$,

то

$$S \frac{0}{00} = 1.31 q_{17.5},$$

а по таблицамъ Knudsen'a

$$S \frac{0}{00} = 1.309 q_{17.5}.$$

По даннымъ Лебединцева, коэффициентъ пропорціональности имѣеть другое значеніе для нашихъ внутреннихъ морей:

для Чернаго моря . . .	1.314,
» Азовскаго моря. . .	1.261,
» Каспійскаго моря . .	1.205.

Содержаніе хлора. Содержаніе хлора опредѣляется титрованіемъ, чаще всего по способу Мора. Способъ этотъ основанъ на томъ, что хлоръ выдѣляется изъ морской воды растворомъ азотнокислаго серебра. Азотнокислое серебро осаждаетъ изъ данной пробы хлоръ въ видѣ бѣлаго нерастворимаго хлористаго серебра. Нужно только умѣть опредѣлить тотъ моментъ, когда процессъ образованія хлористаго серебра вполнѣ законченъ, т. е. когда весь хлоръ вступилъ въ соединеніе. Для этого, къ морской водѣ прибавляютъ небольшое количество раствора средняго хромоваго кали. Въ тотъ моментъ, когда весь хлоръ выдѣлился, прибавка этого раствора даетъ явственную красноватую окраску. Въ виду этого, необходимо приготовить заранее титръ, т. е. такой растворъ азотнокислаго серебра въ 1 литрѣ дистиллированной воды, чтобы одинъ кубическій сантиметръ былъ достаточенъ для выдѣленія, напримѣръ, 0.01 грамма хлора; а для этого необходимо въ литрѣ дистиллированной воды растворить 47.887 грамма азотнокислаго серебра и часть ра-

отвора влить въ градуированную пипетку, раздѣленную на сотыя доли куб. сантиметра. Въ особый стаканчикъ наливають, положимъ, 10 куб. сантиметровъ морской воды и нѣсколько капель раствора средней хромовой соли калия. Въ этотъ стаканчикъ, приливають титръ и сильно взбалтываютъ до появленія краснаго цвѣта. Если, при этомъ, пришлось прибавить 20 куб. сантиметровъ раствора, то взятая проба содержитъ $0.01 \times 20 = 0.2$ граммъ хлора въ 10 куб. сантиметрахъ или 20 граммовъ въ литрѣ воды. При этомъ опредѣляютъ температуру титра и пробы и, при помощи особыхъ таблицъ, приводятъ къ какой-либо условной температурѣ.

Если количество хлора опредѣлено, то нетрудно опредѣлить соленость по формулѣ

$$\frac{S}{Cl} = a.$$

Для хлорнаго коэффициента a найдены слѣдующія значенія:

Forchhammer	1.807
Dittmar	1.8058
Thornøe	1.809
Среднее	1.807

Для внутреннихъ морей:

Балтійское море	1.84
Черное »	1.656
Азовское »	1.844
Каспійское »	2.390

Въ таблицахъ Knudsen'a можно прямо найти величину S_{1000}^0 , при разныхъ содержаніяхъ хлора въ 1000 грамммахъ морской воды. Тамъ же находимъ также соответствующія величины для $S_{17.5}$ и $\sigma_0 = (s_0 - 1)1000$, гдѣ s_0 — удѣльный вѣсъ морской воды при 0° по отношенію къ дистиллированной водѣ при 4° , т. е. значеніе символа $S_{17.5}^0$.

Содержаніе различныхъ солей. Въ общемъ, въ составѣ океаническихъ водъ найдено до настоящаго времени до 32 изъ числа извѣстныхъ намъ простыхъ тѣлъ. Приведемъ здѣсь анализы Dittmar'a 77 образцовъ океаническихъ водъ, собранныхъ во время экспедиціи Challenger'a. На основаніи этихъ анали-

зовъ, Dittmar считаетъ наиболее вѣроятнымъ слѣдующій составъ океаническихъ солей:

хлористый натрій	77.758%
» магній	10.878
сульфаты магнія. . . .	4.737
» извести	3.600
» калия	2.465
бромистый магній	0.217
карбонаты извести и проч.	0.345
	<hr/>
	100.000

Составъ воды внутреннихъ морей нѣсколько отличенъ отъ состава океаническихъ водъ, потому что рѣки доставляютъ много сернокислыхъ и углекислыхъ солей, какъ напримѣръ, въ Черномъ и Азовскомъ моряхъ. Вліаніемъ рѣчной воды объясняется значительная разниа въ величинѣ коэффиціентовъ этихъ морей.

Запасъ соли въ океанахъ таковъ, что если бы вся вода испарилась, то образовался бы слой соли толщиной въ 55 метровъ.

Распределеніе солености (приведенной плотности). Рассмотримъ теперь распределеніе солености или, что все равно, приведенной плотности (распределеніе символа $S \frac{15^{\circ}.56}{4^{\circ}}$), а также дѣйствительной плотности по горизонтальному и вертикальному направлеиіямъ. Матеріаломъ для этого обзорѣнія могутъ служить работы Buchanan'a, на основаніи наблюденій Challenger'a, а также карты, изданныя Гамбургской «Deutsche Seewarte» (Atlantischer Ocean, Stiller Ocean), атласы Berghaus'a «Physikalischer Atlas» и Bartholomy «Physical. Atlas» Vol. III, Atlas de météorologie maritime и др. Соленость океаническихъ водъ колеблется въ небольшихъ предѣлахъ. Въ общемъ среднемъ она равна 3.5%. Но существуютъ условія въ одномъ мѣстѣ повышающія, въ другомъ понижающія соленость. Всѣ тѣ обстоятельства, которыя увеличиваютъ приходъ прѣсной воды, уменьшаютъ соленость. Источниками прѣсной воды могутъ быть атмосферическіе озадки, притокъ водъ изъ рѣкъ, вода, получаемая отъ таянія льдовъ. Съ другой стороны, концентрація увеличивается при успленіи испаренія. Испаренію способствуютъ, какъ намъ извѣстно, вы-

совая температура, пониженная относительная влажность; нѣ которую роль въ распредѣленіи солености играютъ теченія, которыя, подобно Гольфштрему, могутъ уносить соленую воду тропиковъ въ болѣе высокія широты. На этомъ основаніи, мы вправѣ ожидать, что въ поясѣ затишья встрѣтимъ пониженную соленость. Затѣмъ, соленость должна увеличиться въ области пассатовъ, особенно, на крайнихъ ихъ предѣлахъ, гдѣ вѣтеръ дуетъ съ наибольшимъ постоянствомъ. Въ тропиковъ, температура постепенно понижается, испареніе уменьшается, количество осадковъ къ умѣренному поясу увеличивается; всѣ эти обстоятельства должны опять уменьшить соленость или приведенную плотность. И дѣйствительно, наблюденія показали слѣдующее распредѣленіе (см. карты изогалинъ Шотта): 1) По обѣ стороны экватора расположены, на окраинахъ тропиковъ, зоны максимальной солености. Соленость въ Атлантическомъ океанѣ достигаетъ 3.79‰, а въ Тихомъ—3.59‰. 2) Эти максимумы солености раздѣлены экваторіальной полосой уменьшенной солености (до 3.4‰), наиболѣе выраженной въ восточныхъ частяхъ океановъ. По мнѣнію Шотта, уменьшеніе солености въ этой полосѣ зависитъ отъ уменьшенія силы вѣтра. 3) Въ тропиковъ соленость постепенно убываетъ; это уменьшеніе идетъ правильнѣе въ южномъ полушаріи. Въ Ледовитомъ океанѣ, на крайнемъ сѣверѣ, найдена соленость 3.0‰ и даже 2.8‰. Вліяніе льдовъ обнаруживается, на картѣ Шотта, у Ньюфаундленда, у западныхъ береговъ Гренландіи (2.81‰) и на сѣверѣ Берингова пролива (2.01‰); вліяніе рѣкъ замѣтно у сѣверныхъ береговъ Ледовитаго океана (менѣе 1.0‰). Общее распредѣленіе солености можно видѣть на фиг. 74, представляющей распредѣленіе солености по Schott'у.

Еще рѣзче видно вліяніе указанныхъ факторовъ на соленость во внутреннихъ моряхъ. Къ числу морей, въ которыхъ можно ожидать увеличенія солености, слѣдуетъ отнести:

Средиземное море, въ которомъ соленость равна 3.7—3.8‰	
Красное	4‰

Напротивъ того, соленость уменьшена:

въ Черномъ морѣ	1.6—1.8‰
» Балтійскомъ (на югѣ)	1.3
» Ботническомъ заливѣ.	0.3



Фиг. 74.

Соленость въ нѣкоторыхъ замкнутыхъ водоемахъ :

Каспійское море на сѣверѣ . . .	0.7%
» » » югѣ . . .	1.3
Карабугазъ	16.4
Мертвое море	21.7
Соленое озеро при высокой водѣ .	13.4
» » » низкой » .	22.3.

Соленость мало измѣняется съ глубиною. Въ среднемъ выводѣ для Атлантическаго, Тихаго и Индійскаго океановъ, Вичапан нашелъ, что соленость на поверхности равна 3.537‰, на глубинѣ 800—1600 метровъ—3.456‰, а на днѣ—3.483‰. Въ сѣверномъ Ледовитомъ океанѣ, по Нансену, соленость съ глубиною увеличивается отъ 2.123‰ на поверхности до 3.527‰ на глубинѣ 3000 метровъ. Восточнѣе Гренландіи, по изслѣдованіямъ Мона, соленость увеличивается отъ 3.0—3.3‰ на поверхности до 3.3—3.4‰ на днѣ.

Вертикальное распредѣленіе солености въ внутреннихъ моряхъ зависитъ, главнымъ образомъ, отъ объема, особенно въ болѣе низкихъ горизонтахъ, съ водами сосѣднихъ водоемовъ. Рѣзкій примѣръ подобной зависимости представляетъ Черное море. Въ проливахъ существуетъ, какъ увидимъ далѣе, два теченія : верхнее изъ Чернаго моря въ Средиземное и нижнее обратное, которое несетъ болѣе соленую воду Средиземнаго моря. Подъ вліяніемъ этого притока, соленость въ Черномъ морѣ увеличивается съ глубиною и въ нижнемъ ярусѣ существуетъ весьма мощный слой воды, соленость которой равна 2.24‰¹⁾.

¹⁾ Соленость на различныхъ глубинахъ Чернаго моря въ іюнѣ и августѣ 1890 года выразилась слѣдующими числами :

глубина въ метрахъ	температура	содержаніе соли	плотность $\frac{S}{4}$
0	22.03	1.81‰	1.0114
9.1	21.9	1.81	115
18.3	17.6	1.81	125
27.5	13.6	1.83	135
45.7	7.5	1.81	141
91.4	7.2	1.91	150
18.3	8.7	2.14	164
36.6	8.9	2.20	170
1646	9.1	2.24	173

На днѣ Средиземнаго моря соленость равна 3.86‰, а на днѣ Мраморнаго 3.84‰. Точно также соленость глубинныхъ водъ Балтійскаго моря увеличивается вслѣдствіе притока болѣе соленыхъ водъ Нѣмецкаго моря. Совершенно особнякомъ стоитъ Каспійское море, которое въ предшествовавшія геологическія эпохи входило въ составъ открытаго моря, соединеннаго съ одной стороны съ Чернымъ и Азовскимъ морями, а съ другой, — съ Ледовитымъ океаномъ. Соленость его вблизи устьевъ Волги и Урала равняется 0.7‰, а въ южныхъ частяхъ — 1.3‰. Но соотношеніе солей въ водѣ Каспійскаго моря иное, чѣмъ въ океанахъ, какъ это видно изъ анализа воды, взятой въ восточной части, вблизи входа въ Карабугазъ:

NaCl..	62.76
MgSO ₄	23.64
MgCl ₂	4.03
CaSO ₄	6.99
MgBr ₂	0.07
KCl	2.51
CaCO ₃	

Вода эта имѣетъ:

соленость	1.265‰
удѣл. вѣсъ при 17°.	1.0104

Распределеніе дѣйствительной плотности. До сихъ поръ мы говорили объ удѣльномъ вѣсѣ, приведенномъ къ известной условной температурѣ. Эти удѣльные вѣса, или иначе *приведенныя* плотности, характеризуютъ собственно соленость морской воды и измѣняются всякій разъ съ ея измѣненіемъ. Между тѣмъ, въ физической жизни океановъ, особенно въ механизмахъ ихъ движеній, имѣетъ преобладающее значеніе распределеніе *дѣйствительной* плотности. Эта дѣйствительная плотность въ данномъ мѣстѣ и въ данное время зависитъ отъ температуры воды и ея солености. Повышеніе температуры уменьшаетъ плотность; напротивъ того, увеличеніе процентнаго содержанія соли увеличиваетъ плотность. Такимъ образомъ, дѣйствительная плотность въ данномъ мѣстѣ является результатомъ взаимодѣйствія этихъ двухъ факторовъ. Дѣйствительной плотностью будемъ называть

удѣльный вѣсъ воды, приведенный къ наблюдаемой температурѣ моря, отнесенный къ плотности дистиллированной воды при 4° и при давленіи одной атмосферы. Символическое обозначеніе плотности будетъ $\left(S_{\frac{4^{\circ}}{4^{\circ}}}\right)$. Но если проба взята на глубинѣ h , то нужно еще принять во вниманіе давленіе на этой глубинѣ и сжимаемость воды. Приведеніе, въ этомъ случаѣ, можетъ быть сдѣлано по приему, указанному Мопп'омъ. Если S_0 есть плотность при нормальномъ давленіи атмосферы (т. е. $S_0 = S_{\frac{4^{\circ}}{4^{\circ}}}$), p —давленіе атмосферы на глубинѣ h , μ —коэффициентъ сжимаемости воды, то, при давленіи p и на глубинѣ h , плотность

$$S_h^* = S_0 \frac{1}{1 - \mu p}$$

Въ книгѣ Шпиндлера «Лекціи Физической географіи» дана слѣдующая таблица для коэффициента $\frac{1}{1 - \mu p}$ на различныхъ глубинахъ:

въ саж.	$\frac{1}{1 - \mu p}$	въ саж.	$\frac{1}{1 - \mu p}$
10	1.00008	70	1.00058
20	1.00016	80	1.00067
30	1.00025	90	1.00075
40	1.00033	100	1.00084
50	1.00042	200	1.00169
60	1.00050	1000	1.00846

Давленіе одной сажени морской воды равно

$$\frac{1.82876694}{13.595} \cdot \frac{S}{0.76} = 0.1769851 S \text{ атмосферы,}$$

гдѣ 0.76 м. давленіе одной атмосферы при 0°, подъ 45° ш. и на уровнѣ моря,

- » 13.595—уд. вѣсъ ртути при 0°,
- » 1.82876694—величина морской сажени въ метрахъ,
- » S —плотность морской воды на уровнѣ моря и подъ 45° ш.

Давление на глубинѣ h можно вычислить по формулѣ, данной Мопп'омъ

$$p = a_0 s_0 \frac{1 + \frac{1}{2} b H_\varphi}{1 - \frac{1}{2} \beta p} H \text{ (атмосфер.)},$$

гдѣ p —давление на глубинѣ H_φ ,

» s_0 —средняя плотность воды на поверхности,

» $b=0.00000041693$,

» $\beta=0.000046$,

» $a_0=0.1860851$,

» H_φ —данная глубина,

» H —глубина той же поверхности уровня подъ 45° широты.

Что касается глубины поверхностей одинаковаго уровня въ различныхъ широтахъ, то онѣ даны въ слѣдующей таблицѣ¹⁾:

$\varphi=45^\circ$	$\varphi=60^\circ$	$\varphi=70^\circ$	$\varphi=80^\circ$
$h=100$ саж	99.87 саж.	99.80 саж.	99.76 саж.
500 »	499.85 »	499.01 »	498.78 »
1000 »	998.71 »	998.02 »	997.57 »
1500 »	1498.06 »	1497.03 »	1496.35 »
2000 »	1997.41 »	1996.03 »	1995.14 »

Средняя плотность $\left(S_{\frac{t^\circ}{4^\circ}}\right)$ по параллелямъ найдена Шоттомъ для Атлантическаго океана:

70° с. ш.	. . .	1.0278
50 » »	. . .	1.0285
25 » »	. . .	1.0255
7 » »	. . .	1.0224
25 ю. ш.	. . .	1.0256
40 » »	. . .	1.0260
50 » »	. . .	1.0270

¹⁾ Шпиндлеръ. Лекціи Физической географіи, стр. 524.

т. е. плотность увеличивается вообще отъ экватора къ полюсамъ. Изъ таблицы Buchanan'a видно, съ другой стороны, что, въ среднемъ, дѣйствительная плотность увеличивается съ глубиною:

пов.	200	400	600	800	1600	3000	4000	метровъ
	1.0252	261	268	271	273	276	279	280

Роль солености въ физической жизни океановъ. Присутствіе солей кореннымъ образомъ измѣняетъ свойства океаническихъ водъ:

1) Присутствіе солей увеличиваетъ, во-первыхъ, удѣльный вѣсъ морской воды. Въ слѣдующей таблицѣ показанъ удѣльный вѣсъ воды при различномъ содержаніи солей и при $t=17^{\circ}.5$:

содержаніе солей	1.30	1.83	2.23	2.63	2.89	3.15	3.41	3.67	3.93
удѣльный вѣсъ	1.010	14	17	20	22	24	26	28	30

Вообще найдено, что, съ увеличеніемъ содержанія солей приблизительно на 0.13% , плотность увеличивается на 0.001 . Увеличеніе плотности при увеличеніи процентнаго содержанія солей имѣетъ огромное значеніе въ экономіи природы. Такъ какъ въ различныхъ частяхъ океановъ содержаніе солей неодинаково, то устанавливается *разность* плотностей, дающая импульсъ къ обмѣну водъ и къ образованію конвекціонныхъ токовъ. Въ прѣсной водѣ существуютъ также конвекціонныя токи вслѣдствіе разности температуръ. Разность плотностей, вызванная различнымъ содержаніемъ солей, можетъ дать добавочный импульсъ для такихъ движеній. Напримѣръ, въ области пассатовъ на поверхности происходитъ сильное испареніе. Концентрація воды усиливается и болѣе соленыя частицы падаютъ внизъ. Вслѣдствіе значительной плотности падающихъ частицъ, это нисходящее движеніе достигаетъ значительныхъ глубинъ и въ результатъ мы получаемъ на днѣ океановъ, подъ областью пассатовъ, зону увеличенной дѣйствительной плотности (до $1.0284-1.0293$), какъ это можно видѣть на картѣ Buchanan'a. Эти нисходящія токи должны вызывать соответствующіе восходящія токи и вообще, болѣе усиленный обмѣнъ океаническихъ водъ и большее разнообразіе явленій. Но еще рѣзче проявляется значеніе разности плотностей въ проливахъ, соединяющихъ водоемы, наполненные водами различной концентраціи, а также въ общей циркуляціи океаническихъ водъ. Представимъ себѣ два водоема,

наполненныхъ водою различной плотности и соединенныхъ между собою узкимъ проливомъ. Въ такой системѣ водъ равновѣсіе не можетъ поддерживаться. Воды, менѣе плотныя, направляются по поверхности къ бассейну, содержащему болѣе плотныя воды; обратное направленіе будетъ имѣть нижнее теченіе. Такія теченія дѣйствительно существуютъ въ проливахъ, соединяющихъ Черное и Средиземное моря¹⁾: верхнія, менѣе плотныя, воды Чернаго моря направляются къ Средиземному; болѣе плотныя воды Средиземнаго моря вливаются въ Черное море, занимая нижніе горизонты. Этотъ притокъ водъ, имѣющихъ температуру около 13°5, вноситъ въ Черное море значительный запасъ тепла, имѣющій огромное значеніе въ тепловомъ режимѣ Чернаго моря и окружающихъ его мѣстностей. Такія же теченія существуютъ въ Гибралтарскомъ²⁾ и Бабельмандебскомъ проливахъ: верхнее теченіе направлено изъ океана, а нижнее — къ океану. Опытъ Карпентера иллюстрируетъ эти выводы. Вода наливается въ длинный и узкій стеклянный ящикъ. Одинъ конецъ столба воды, покрашенный, положимъ, въ синій цвѣтъ, нагрѣвается, а другой, окрашенный въ красный, охлаждается³⁾. Если нагрѣваніе и охлажденіе поддерживаются въ теченіе извѣстнаго времени то въ ящикѣ устанавливается медленная циркуляція. Синія, менѣе плотныя, струйки воды, по поверхности, направляются къ красному концу, а красныя, болѣе плотныя, ползутъ по дну въ противоположную сторону. Въ сторонѣ столба, имѣющей болѣе высокую температуру, образуется восходящій токъ; съ противоположной стороны устанавливается нисходящее теченіе. Является полная замкнутая циркуляція водъ. Въ природѣ мы имѣемъ аналогичныя условія: въ экваторіальной полосѣ, воды океановъ нагрѣваются съ поверхности; въ полярныхъ странахъ, мы имѣемъ сильно охлажденные и болѣе плотныя массы. Слѣдовательно, въ толщѣ океаническихъ водъ должна образоваться такая вертикальная циркуляція: на поверхности, воды получаютъ стремленіе двигаться къ полюсамъ, а въ нижнихъ слояхъ—отъ

¹⁾ Глубина Босфора 50 метр. Скорость теченія въ Босфорѣ 4—8 км/ч. въ часъ. Соленость верхняго теченія 1.85‰; соленость нижняго—3.0‰.

²⁾ Ширина Гибралтарскаго пролива 14 км/ч., наибольшая глубина 320 метровъ. Верхнее теченіе имѣетъ мощность 200 метровъ.

³⁾ Еще лучше окрашивать тушью.

полюса къ экватору. Такъ какъ сила, дающая импульсъ этой циркуляціи, крайне ничтожна (разность плотностей между полюсомъ и экваторомъ), то эта циркуляція, особенно въ нижней своей части, должна быть крайне медленная, механически неуловимая; полярныя воды ползутъ по дну океановъ къ экватору. Это теченіе можно подмѣтить, лишь опредѣляя его температуру, соленость, плотность. Известно, что вращеніе земли около оси стремится отклонить всякое тѣло, движущееся вдоль земной поверхности, въ сѣверномъ полушаріи вправо, въ южномъ—влѣво отъ первоначальнаго направленія. Вслѣдствіе этого, общее стремленіе водъ на поверхности океановъ получаетъ въ сѣверномъ полушаріи направленіе отъ юго-запада къ сѣверо-востоку, а на глубинахъ—отъ сѣверо-востока къ юго-западу.

Дѣйствительно ли существуетъ въ природѣ подобная циркуляція? Косвеннымъ доказательствомъ существованія этой циркуляціи можетъ служить тотъ фактъ, что восточныя части океановъ сѣвернаго полушарія теплѣ западныхъ. Повышенію температуры указанныхъ частей океановъ способствуютъ также океаническія теченія (Гольштремъ и Куро-Сиво), а также общее стремленіе океаническихъ водъ двигаться къ сѣверо-востоку подъ дѣйствіемъ господствующихъ здѣсь юго-западныхъ вѣтровъ. Но болѣе серьезнымъ доказательствомъ общей циркуляціи служитъ распредѣленіе температуры въ нижнихъ слояхъ океановъ. Мы увидимъ ниже, что температура океаническихъ водъ, вообще, съ глубиною уменьшается до самаго дна; даже въ тропическихъ странахъ, на большихъ глубинахъ, господствуютъ низкія температуры (до -0.6°). Эти холодныя массы воды значительной мощности исходятъ изъ полярныхъ странъ и должны быть разсматриваемы, какъ нижній рукавъ общей океанической циркуляціи водъ.

2) Дистиллированная вода замерзаетъ при 0° и достигаетъ максимума плотности при 4° . Присутствіе солей понижаетъ, какъ температуру замерзанія, такъ и температуру максимума плотности. При этомъ, пониженіе температуры максимума плотности, при увеличеніи количества солей, идетъ быстрѣе, чѣмъ пониженіе температуры замерзанія. Вслѣдствіе этого, при известномъ содержаніи солей, температура максимума плотности оказывается *ниже* температуры замерзанія. По опытамъ Rüdorf'a и Rosetti:

соленость при 17°5 . . .	1.30%	1.83	2.23	2.63	3.15	3.93
удѣльный вѣсъ	1.010	14	17	20	24	30
температура замерзанія . —0°7	—1.0	—1.2	—1.5	—1.8	—2.2	
температура наибольшей плотности	1.2	0.0	—0.8	—1.7	—2.9	—4.9

а по Karsten'у :

соленость въ ‰	1	2	3	4
температура наибольшей плотности .	+1°7	—0.8	—3.5	—6.1
температура замерзанія	—0.7	—1.4	—2.1	—2.6

Волѣдствие указаннаго свойства, процессъ охлажденія океаническихъ водъ идетъ иначе, чѣмъ охлажденіе и замерзаніе прѣсныхъ водъ. Положимъ, что въ большомъ водоемѣ находится прѣсная вода, охлаждающаяся съ поверхности. Частицы, охлаждаясь, дѣлаются болѣе плотными и падаютъ на дно, взамѣнъ ихъ выступаютъ болѣе теплыя частицы глубинъ. Этотъ процессъ продолжается до тѣхъ поръ, пока вся масса не приметъ температуру 4°. При дальнѣйшемъ охлажденіи, частицы дѣлаются менѣе плотными и замерзаніе начинается съ поверхности, а съ глубиною температура будетъ увеличиваться до 4°. Въ водоемѣ, наполненномъ морской соленой водой, охлажденіе влечетъ за собой непрерывное увеличеніе плотности. Охлажденные частицы падаютъ на дно; замерзаніе начнется тоже съ поверхности, но температура съ глубиною, при извѣстномъ содержаніи соли, будетъ уменьшаться отъ поверхности до самаго дна.

3) Коэффициентъ расширенія воды увеличивается по мѣрѣ возрастанія солености и температуры. Если объемъ морской воды при 0° обозначимъ черезъ V_0 , то объемъ ея при t^0 :

$$V_t = V_0(1 + at + bt^2 + ct^3 + dt^4),$$

гдѣ $a = 0.0456673,$

$$b = 0.0597610,$$

$$c = -0.07293480,$$

$$d = 0.020331.$$

4) Скорость испаренія морской воды меньше, чѣмъ прѣсной. По опытамъ Мазеле, если обозначимъ черезъ

x —суточное испареніе въ мм. прѣсной воды,

y —суточное испареніе въ мм. морской воды,

то

$$y = -0.018 + 0.7303x + 0.0561x^2 - 0.0044x^3.$$

При

$$x = 0, y = -0.018,$$

т. е. если воздухъ вполне насыщенъ парами, такъ что испареніе прѣсной воды прекращается, то морская вода осушаетъ воздухъ на 0.018 мм. въ сутки. По опытамъ того же Мазеле, морская вода, въ которой содержаніе соли равнялось 3.7‰, испарила въ сутки:

прѣсная вода . .	0.36 мм.	1.03	2.80	6.4
морская вода . .	0.25	0.78	2.40	5.8
отношеніе . . .	1.4	1.3	1.2	1.1

т. е. отношеніе между испареніемъ прѣсной и соленой воды тѣмъ ближе къ единицѣ, чѣмъ испареніе идетъ быстрее¹⁾.

5) Теплоемкость морской воды (0.93) меньше, чѣмъ дистиллированной, хотя и больше теплоемкости остальныхъ тѣлъ (теплоемкость воздуха = 0.237). Теплоемкость морской воды уменьшается съ увеличеніемъ ея плотности.

6) Упругость насыщенныхъ паровъ морской воды меньше, чѣмъ прѣсной. Поэтому, насыщеніе надъ солеными растворами наступаетъ раньше, чѣмъ надъ прѣсной водой.

Вопросъ о причинѣ солености океаническихъ водъ. Остается еще сказать нѣсколько словъ о вопросѣ, имѣющемъ исключительно геологическій интересъ, а именно о происхожденіи солей океаническихъ водъ. Вопросъ этотъ не рѣшенъ окончательно до настоящаго времени. Существовало предположеніе, что соли океаническихъ водъ доставляются рѣками. Первобытный океанъ былъ прѣсный. Но достаточно сравнить составъ рѣчныхъ и океаническихъ водъ, чтобы видѣть существенную раз-

¹⁾ Wiener akadem. Anzeiger. 1896, S. 48.

ницу. Въ слѣдующей таблицѣ показано процентное содержаніе солей рѣчныхъ и океаническихъ ¹⁾):

	океанич. вода	рѣчн. вода	вода Невы
хлориды . . .	88.2%	2.5%	13.0%
сульфаты . . .	10.8	11.2	11.0
карбонаты. . .	0.3	57.7	74.0
остальные. . .	0.7	38.6	2.0

Съ другой стороны, палеонтологи указываютъ на то, что древнѣйшія ископаемыя животныя принадлежатъ къ тѣмъ, которыя жили въ соленой водѣ, а не въ прѣсной; слѣдовательно, океаны съ самыхъ первыхъ геологическихъ эпохъ были солеными. Соленость есть свойство, присущее уже первобытному океану. Но куда же дѣвается огромный запасъ углекислой извести, доставляемой рѣками? Часть ея употребляется на известковые части морскихъ организмовъ; эти известковые части, послѣ отмирания организмовъ, падаютъ на дно и образуютъ тѣ отложенія, о которыхъ мы говорили раньше. Съ другой стороны, возможно также преобразование химическимъ путемъ, т. е., переходъ углекислой извести въ сернистую (гипсъ). Гниющие организмы даютъ сероводородъ, который, подъ влияніемъ кислорода, переходитъ въ серную кислоту, которая и превращаетъ углекислую известь въ гипсъ. Если справедливо, что океаническая соль имѣетъ первобытное происхожденіе, то, обратно, можно легко объяснить образованіе залежей соли путемъ испаренія, при благопріятныхъ условіяхъ, изъ океаническихъ водъ. Подобное объясненіе тѣмъ болѣе вѣроятно, что въ пластахъ каменной соли различныя слои располагаются въ порядкѣ ихъ растворимости совершенно такъ, какъ это происходитъ при медленномъ выпариваніи соли въ искусственныхъ водоемахъ. Такъ напримѣръ, въ слояхъ каменной соли близъ Магдебурга, въ самыхъ нижнихъ слояхъ встрѣчаемъ поваренную соль съ сернистой известковой (гипсъ); выше, къ поваренной соли прибавлены серномагнезійальныя и твердыя соли хлористаго калия и хлористаго магнія. Заливъ Кърабугазъ, въ восточной части Кас-

¹⁾ Forch. Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorologie. 1906. Heft I, S. 39.

пійскаго моря, представляеть такія именно залежи каменной соли въ *процессъ своею образованія*¹⁾.

Газы въ морской водѣ. Въ морской водѣ находятся въ растворѣ различные газы. Растворимость газа зависить отъ температуры и давленія: 1) съ увеличеніемъ температуры растворимость уменьшается; 2) растворимость пропорціональна давленію, но не общему, а парціальному давленію газа, о растворимости котораго идетъ рѣчь. Найдено, что въ одномъ кубическомъ сантиметрѣ дистиллированной воды, при нормальномъ давленіи (760 мм.) и при 0°, растворяется:

кислорода	0.0410	куб. сант.
азота	0.0203	» »
углекислоты	1.8000	» »

Вслѣдствіе этого, составъ воздуха, поглощеннаго водою, долженъ измѣняться. Найдемъ, какое количество газовъ, составляющихъ воздухъ, будетъ содержать вода, при давленіи 760 мм. и при 0°, принимая, что въ составъ воздуха входитъ 21% кислорода, 78.97% азота и 0.03% углекислоты.

Парціальное давленіе кислорода	$\frac{21}{100} \cdot 760 = 159.5$
» » азота	$\frac{78.97}{100} 760 = 600.2$
» » углекислоты	$\frac{0.03}{100} 760 = 0.2$

Слѣдовательно, въ одномъ кубическомъ сантиметрѣ воды будетъ заключаться:

кислорода	$0.041 \frac{159.6}{760} = 0.0086$	куб. с.
азота	$0.0203 \frac{600.2}{760} = 0.0160$	» »
углекислоты	$1.8 \frac{0.2}{760} = 0.0005$	» »
всего	0.0252	» »

¹⁾ Заливъ Карабугазъ соединяется съ Каспійскимъ моремъ узкимъ проливомъ, длиною около 3 километровъ и глубиною 2—6 метр.

или въ процентахъ

кислородъ	34%
азотъ	64
углекислота	2

Изъ наблюденій, среднимъ числомъ, получено: кислородъ — 33.9%, азотъ—66.1%. Но эти среднія числа претерпѣваютъ нѣкоторыя колебанія, причину которыхъ слѣдуетъ искать въ постоянномъ движеніи воды, въ процессахъ окисленія, въ большемъ или меньшемъ ея богатствѣ органической жизни и т. п. По Вичапану, количество кислорода уменьшается до глубины 300 сажень (до 11%), а на глубинѣ 800 сажень оно равно 23—24%. Минимумъ (на глубинѣ 300 сажень) объясняется сильнымъ развитіемъ органической жизни въ этомъ слое, особенно въ тропическихъ моряхъ. Холодныя воды полярныхъ странъ сильнѣе растворяютъ воздухъ; но часть кислорода потребляется на процессы окисленія; неизмѣненнымъ остается только содержаніе азота. Полярныя воды, ползущія по дну океановъ къ экватору, можно, поэтому, прослѣдить по количеству раствореннаго въ нихъ азота. Вообще, количество раствореннаго въ водѣ кислорода не особенно сильно уменьшается съ глубиною, несмотря на постоянный расходъ этого газа; изъ этого мы вправѣ заключить, что въ водахъ океановъ должна имѣть мѣсто, своего рода, компенсація. Компенсація эта можетъ происходить только съ поверхности, а это даетъ намъ право заключить, что въ океанѣ происходитъ весьма сильный обмѣнъ поверхностныхъ и глубинныхъ водъ, что крайне важно для поддержанія физической и органической жизни океановъ.

Углекислота не остается въ морской водѣ вся свободной; она большею частью вступаетъ въ соединеніе съ карбонатами для образованія бикарбонатовъ. При температурѣ около 20° Dittmar нашелъ среднее количество углекислоты на поверхности

Атлантическаго океана	40	мгр.	на	1	литръ	воды
Тихаго	36	»	»	»	»	»

Подобно другимъ газамъ, количество углекислоты увеличивается съ пониженіемъ температуры.

Черноморскія экспедиціи 90-хъ годовъ, подъ руководствомъ Шивдлера, обнаружили тотъ замѣчательный фактъ, что воды

Черного моря, начиная съ 100-саженной глубины, заражены сѣроводородомъ. Наибольшее его количество найдено

на глубинѣ 1159 саженъ . . . 0.0005 гр. въ 1 литрѣ воды.

Профессоръ Андрусовъ предполагаетъ, что вымирание организмовъ и разложеніе на днѣ ихъ остатковъ, при недостаткѣ циркуляціи воздуха, можетъ быть причиною образованія сѣроводорода. По мнѣнію Лебединцева, сѣроводородъ является результатомъ возстановленія сѣрнокислыхъ солей органическими веществами до сѣрнистыхъ соединеній и разложенія послѣднихъ водою въ сильно разбавленномъ растворѣ; возможна при этомъ дѣятельность бактерій. Вообще вопросъ этотъ нуждается въ дальнѣйшихъ изслѣдованіяхъ.

Соображенія Clarke'a объ общемъ составѣ атмосферы, водной оболочки и земной коры. Закончимъ эту главу небольшою выдержкой изъ интересныхъ соображеній американскаго ученаго F. W. Clarke'a. Если предположить, что до глубины 16 километровъ химическое строеніе земной коры сходно съ поверхностными, доступными наблюденію, слоями, то въ составъ этой коры, а также воздушной и водяной оболочекъ, взятыхъ въ ихъ цѣломъ, входятъ, по вычисленіямъ Clarke'a, различные элементы въ слѣдующихъ пропорціяхъ. Первое мѣсто по вѣсу принадлежитъ кислороду (49.98%), второе — кремнію (25.30%); далѣе идутъ алюминій, желѣзо, кальцій, магній, натрій, калий, вѣсовое количество которыхъ колеблется отъ 7.26% до 2.23%; количество водорода равно 0.94%; количество другихъ элементовъ не превышаетъ 0.3%. Даже углеродъ, столь сравнительно обильный въ верхнихъ слояхъ, не превышаетъ 0.21% всей массы.

Литературныя указанія.

- 1) * Handbuch der nautischen Instrumente. Hydrographisches Amt der Admiralität. Berlin. 1882.
- 2) * Supan. Grundzüge der Physischen Erdkunde. Leipzig. 1903.
- 3) * Boguslawsky. Handbuch der Ozeanographie. Stuttgart. 1887. Bd. I—II.

- 4) * F. Attlmayr. Handbuch der Oceanographie. Bd. I—II. Wien. 1883.
- 5) * Toulet. L'Océan, ses lois et ses problèmes. Paris. 1904.
- 6) * Шпиндлеръ. Лекція по физической географіи. Спб. 1903.
- 7) * Krümmel. Der Ocean. Leipzig und Prag. 1886.
- 8) * Wissenschaftliche Ergebnisse der deutschen Tiefsee-Expedition auf dem Dampfer «Valdivia» 1898—99. Jena. 1902.
- 9) * Макаровъ. Витязь и Тихій океанъ. Спб. 1894.
- 10) * Беллеръ. Жизнь моря. Спб. 1897.
- 11) * Filhol. Les abîmes de la mer. Paris. 1880.
- 12) * Клоссовскій. Колебанія уровня и температуры въ береговой полосѣ Чернаго и Азовскаго морей. Спб. 1890.
- 13) * Книповичъ. Экспедиція для научно-промысловыхъ изслѣдованій у береговъ Мурмана. Спб. 1902.
- 14) * Knudsen. Hydrographische Tabellen. Kopenhagen. 1901.
- 15) * Krümmel. Handbuch der Ozeanographie. 1907.
- 16) * Отдѣльныя статьи въ журналахъ:
- a) Морской Сборникъ.
 - b) Записки по гидрографіи.
 - c) Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie.
 - d) Scottish Geographical Magazine.
 - e) Pettermann's Mitteilungen.
 - f) Geographisches Jahrbuch.
 - g) Wissenschaftliche Meeresuntersuchungen.
- 17) * Карты, изданныя «Deutsche Seewarte»:
- a) Atlantischer Ocean.
 - b) Indischer Ocean.
 - c) Stiller Ocean.
- 18) * Изданія «British Meteorological Council and Meteorological Office» въ Лондонѣ.
- 19) * Изданія «Neederland Instituut» въ Утрехтѣ.
- 20) * Атласы Berghaus'a и Bartholomy.
- 21) * Atlas de la météorologie maritime. Paris.

V.

Солнечное лучеиспускание.

Радіація сонця и ея роль въ жизни нашей планеты. Составъ солнечной радіаціи. Напряженіе солнечной радіаціи. Тепловой методъ опредѣленія солнечнаго лучеиспусканія. Приборы Пулье и Крова. Приборъ Violle'я. Приборы Angström'a. Приборъ Михельсона. Статическій методъ. Приборы Хвольсона. Химическіе методы. Электрическіе методы. Результаты наблюденій. Дневные періоды. Объясненіе дневнаго хода радіаціи. Годовой ходъ радіаціи. Измѣненіе радіаціи съ высотой. Методы опредѣленія солнечной постоянной. Сущность экстрополяціи. Формулы Бугера и Віоля. Болومترъ Лангле. Величина солнечной постоянной. Поглощеніе и рассеяніе въ атмосферѣ. Периодическая утилизация солнечной энергіи. Литературныя указанія.

Радіація сонця и ея роль въ жизни нашей планеты. Вся, выше описанная, сложная система, составляющая земной шаръ съ ея гидро- и аэро-сферой, находится подъ дѣйствіемъ какъ внутреннихъ такъ и вѣшнихъ силъ.

Внутреннія силы связаны неразрывно съ массой земли: взаимное притяженіе частицъ, химическая энергія, а также магнитныя и электрическія свойства, вызывающія образованіе геомагнитнаго и геоэлектрическаго поля земли. Внутренняя тепловая энергія обуславливаетъ выходъ газовъ, паровъ, кипящей воды и расплавленной лавы, колебанія почвы, вѣковыя перемѣщенія материковъ, продолжающіяся и нынѣ процессъ горообразованія.

Вѣшнія силы исходятъ изъ космоса: солнца, луны, планетъ и вообще миріадъ космическихъ тѣлъ, которыя описываютъ свои орбиты въ пространствѣ. Въ различныхъ формахъ проявляется это вліяніе космоса. Силами тяготѣнія управляются сложныя движенія земли въ солнечной системѣ. Эти же силы вызываютъ деформаціи въ жидкой и, несомнѣнно, въ воздушной и твердой оболочкахъ земли и производятъ приливную ихъ пульсацію. Небесныя свѣтила обуславливаютъ, далѣе, извѣстныя измѣненія въ распредѣленіи электрическихъ и магнитныхъ свойствъ земли. Междупланетное пространство, съ своей низкой температурой, съ одной стороны, обуславливаетъ постепенное вѣковое охлажденіе земли и, косвенно, пробуждаетъ къ дѣятельности могущественныя эндогенныя силы; съ другой стороны,

оно является источникомъ низкой температуры, своего рода холодильникомъ, который необходимъ для функционированія той термической машины, которой можно, до нѣкоторой степени, уподобить нашу атмосферу, а также водяную оболочку.

Но собственно жизнь на земной поверхности, во всемъ ея разнообразіи, вызывается тѣми потоками энергіи, которые врываются въ нашу атмосферу въ формѣ солнечной радіаціи. Часть лучистой энергіи получается также отъ луны, планетъ и звѣздъ и, какъ мы увидимъ дальше, отъ самой атмосферы. Но лучеиспусканіе звѣздъ и планетъ крайне ничтожно. По Langley'ю, совокупная ихъ радіація даетъ въ каждую минуту, на 1 квадрат. сантиметръ поверхности, незначительную часть малой калоріи (0.0001). Newton оцѣниваетъ совокупное лучеиспусканіе всѣхъ звѣздъ въ $\frac{1}{31000000}$ часть солнечной радіаціи. Такъ же незначительна радіація, испускаемая луною. Langley пришелъ къ заключенію, что полное дѣйствіе лунной радіаціи можетъ поднять температуру вычерченного шарика термометра на $\frac{1^{\circ}}{6000}$ Ц. Нужно замѣтить, что луна посылаетъ два рода радіаціи: отраженную и темную, испускаемую нагрѣтой солнцемъ лунной поверхностью. Темная часть радіаціи поглощается весьма сильно нашей атмосферой, богатой водяными парами, и потому можно ожидать, что въ болѣе высокихъ слояхъ атмосферы, интенсивность лунной радіаціи гораздо сильнѣе. Изъ сказаннаго видно, что, при учетѣ тепла, получаемого нашей планетой, радіація луны и звѣздъ играетъ весьма малую роль. Такимъ образомъ, вся жизнь нашей планеты, во всемъ ея разнообразіи, обуславливается притокомъ солнечной радіаціи. Общій приходъ этой энергіи громаденъ. По приблизительному подсчету, годовой приходъ этой энергіи оцѣнивается въ 3.2×10^{18} граммакалорій въ минуту или 1.68×10^{24} граммакалорій въ годъ. Нужно 600000 лѣтъ сожигать весь, находящійся въ распоряженіи человѣка, горючій матеріалъ (дрова, уголь и т. д.), чтобы получить то количество тепла, которое солнце посылаетъ на земную поверхность въ теченіе одного года¹⁾. Такъ какъ видимый діаметръ земли, наблюдаемой съ солнца, равенъ 17".6, то очевидно, что только

¹⁾ Bulletin de la société astronomique de France. Janvier. 1898.

1:2260000000 доля испускаемой солнцем энергии перехватывается, такъ сказать, землей. Часть этой энергии теряется, отражаясь въ междупланетную среду. Другая же, болѣе значительная, преобразовывается, поддерживая тѣ или другія формы жизни нашей планеты. Такъ, солнечная энергия приводитъ въ движеніе сложный механизмъ воздушныхъ и морскихъ теченій; подъ влияніемъ солнечныхъ лучей происходитъ работа испаренія съ поверхности земной; пары поднимаются вверхъ, переносятся воздушными теченіями въ другія части земной поверхности, сгущаются и падаютъ въ формѣ различнаго рода осадковъ (дождя, снѣга и т. д.), которые, по рѣкамъ и ручьямъ, опять попадаютъ въ море. Кромче, работой солнца поддерживается живительный круговоротъ воды на земной поверхности. Солнечные лучи нагреваютъ земную поверхность, и тепло это постепенно передается отъ слоя къ слою какъ въ глубь, такъ и въ атмосферу и обуславливаетъ въ почвѣ и атмосферѣ тотъ запасъ тепла, который столь необходимъ для всякой органической жизни. Свѣтовая часть солнечной энергии даетъ наше дневное освѣщеніе и все разнообразіе оптическихъ метеоровъ (радуга, голубой цвѣтъ неба, круги около солнца и луны). Зеленныя части растений, подъ влияніемъ свѣта, разлагаютъ углекислоту воздуха, скопляя въ тканяхъ своихъ запасы углерода. Мало того, работа солнечныхъ лучей не только поддерживаетъ жизнь нашей планеты въ ея настоящемъ; путемъ отложенія углерода въ растеніяхъ, она скопляется, образуя запасы потенциальной энергии, которой мы пользуемся сотни и тысячи лѣтъ спустя въ формѣ каменнаго угля. Работой солнца, какъ мы сказали, вода, въ видѣ пара, переносится въ атмосферѣ, скопляется, въ формѣ снѣга и льда, на горахъ, и питаетъ наши источники, ручьи, рѣки, водопады, представляющіе новый аккумулярованный запасъ солнечной энергии, которыми человечество начинаетъ широко пользоваться для различныхъ техническихъ цѣлей, преобразовывая его въ свѣтъ, теплоту, движеніе и другія формы. Это, своего рода, *большой уголь*. Дѣлались попытки, какъ увидимъ далѣе, аккумуляровать солнечные лучи путемъ концентрированія ихъ при помощи зеркалъ (инсоляторы). Естественно, поэтому, что изученіе количества и распредѣленія солнечной энергии на земной поверхности и въ ея атмосферѣ составляетъ краеугольный камень *физики земного шара*.

Составъ солнечной радіаціи. Призма, поставленная на пути солнечнаго луча, разлагаетъ его на цѣлый рядъ элементарныхъ волнъ различной длины и различной преломляемости отъ крайнихъ, невидимыхъ глазу, ультракрасныхъ до крайнихъ, тоже не воспринимаемыхъ зрѣніемъ, ультрафіолетовыхъ (спектръ). Свѣтовая часть спектра составляетъ одну, такъ сказать, октаву въ безконечномъ рядѣ колебательныхъ движеній. Предѣлы доступнаго нашимъ изслѣдованіямъ спектра постепенно раздвигаются, Но наблюденія не обнаружили до настоящаго времени присутствія въ солнечной радіаціи длинныхъ электрическихъ волнъ ¹⁾, а съ другой стороны — катодныхъ и рентгеновскихъ лучей.

Если мы бѣлымъ пучкомъ свѣта будемъ называть пучекъ, въ составъ котораго входятъ лучи всевозможныхъ преломляемостей отъ крайнихъ ультракрасныхъ до крайнихъ ультрафіолетовыхъ, то, съ точки зрѣнія этого опредѣленія, солнечный лучъ окрашенъ. Мы видѣли раньше, что солнечная атмосфера обладаетъ избирательною поглощательною способностью; она поглощаетъ лучи известной преломляемости, т. е. окрашиваетъ бѣлый пучекъ, исходящій изъ солнечнаго ядра. Дальнѣйшей окраскѣ онъ подвергается въ земной атмосферѣ. Въ спектрѣ являются новыя темныя лініи земнаго происхожденія, *теллурическія* лініи. Главной поглощающей средой въ земной атмосферѣ являются водяные пары; увеличеніе количества водяныхъ паровъ въ атмосферѣ отмѣчается въ спектроскопѣ усиленіемъ напряженности теллурическихъ ліній. Въ виду этого, сдѣланы были попытки примѣненія спектроскопа къ предсказанію предстоящаго дожда. По мнѣнію Лянгле, окраска солнечнаго луча земной атмосферой такъ велика, что наблюдателю, перенесенному на границу атмосферы, солнце казалось бы окрашеннымъ въ голубой и даже синій цвѣтъ.

Напряженіе солнечной радіаціи. Несмотря на то, что солнечная энергія составляетъ первоисточникъ всей жизни нашей планеты, тѣмъ не менѣе, серьезное вниманіе на точное количественное измѣреніе солнечнаго напряженія обращено лишь въ самое недавнее время. Правда, первыя опредѣленія сдѣланы еще

¹⁾ Nordmann. Essai sur le rôle des ondes Hertiennes en astronomie physique. Paris. 1903.

Соссюромъ, Форбесомъ, Пулье; но методы, приѣнные этими пзслѣдователями, далеко несовершенны. Въ послѣднее время наука о солнечной радіаціи подвинута трудами Violle'я, Crova, Langley'я, Angström'a, Хвольсона. Въ Россіи, инженеру Савельеву принадлежитъ иниціатива актиметрическихъ наблюденій, а проф. Хвольсону—глубоко обоснованная критика существующихъ методовъ измѣренія солнечнаго напряженія. Въ послѣдніе годы образовалась даже особая международная комиссія по изученію солнца вообще и его радіаціи въ частности.

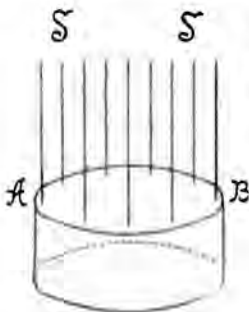
Вопросъ объ измѣреніи напряженія солнечной энергіи составляетъ довольно трудную, чисто физическую, задачу. Къ рѣшенію этой задачи можно подойти различными способами. Представимъ себѣ мысленно вырѣзанный, изъ общаго потока солнечныхъ лучей, призматическій пучекъ, сѣченіе котораго равно одному квадратному сантиметру. Поставимъ на пути пучка какое-нибудь тѣло и подвергнемъ дѣйствию инсоляціи, въ теченіе одной минуты, вычерненную его поверхность, нормальную къ оси пучка. Падающая на наше тѣло лучистая энергія поглощается тѣломъ и можетъ преобразоваться въ различныя формы. Энергія эта можетъ, во-первыхъ, преобразоваться въ тепловую и нагрѣть тѣло или вызвать переходъ его изъ одного состоянія въ другое, напр. плавленіе; зная теплоемкость тѣла и его вѣсъ или скрытое тепло плавленія и количество расплавленного вещества, можемъ выразить въ калоріяхъ энергію, которую несетъ каждую минуту пучекъ солнечныхъ лучей въ 1 квадр. сантиметръ сѣченія. То количество энергіи, которое несетъ призматическій пучекъ свѣта въ 1 минуту, назовемъ *напряженіемъ солнечной радіаціи* или просто *солнечной радіаціей* и будемъ обозначать числовую ея величину, выраженную въ малыхъ калоріяхъ, буквой *J*. Это количество *J* выразить, слѣдовательно, то количество тепла, которое получаетъ въ одну минуту каждый квадратный сантиметръ поверхности, поставленной нормально къ солнечнымъ лучамъ. Но этотъ же пучекъ, падая на химически сложное тѣло, или на смѣсь тѣлъ, способныхъ образовать химическое соединеніе, можетъ вызвать *химическую реакцію*; въ этомъ случаѣ, о напряженіи пучка можно судить или по интенсивности вѣшнихъ измѣненій, произведенныхъ подъ дѣйствиемъ свѣта, или по количеству произведенной внутренней химической работы. Падая на одинъ изъ спаевъ термоэлектрической пары, солнечная энергія

можетъ выступить въ формѣ электровозбудительной силы термо-электрическаго тока, а слѣдовательно, напряженіе солнечнаго свѣта можно выразить въ электрическихъ единицахъ. Въ концѣ 80-хъ годовъ удалось открыть новое свойство лучей, какъ электрическихъ, такъ и солнечныхъ. Свойство это открыто Герцемъ, Гальваксомъ, изслѣдовано покойнымъ проф. Столѣтовымъ и, въ последнее время, Эльстеромъ и Гейтелемъ. Найдено, что подъ влияніемъ лучей, фіолетовыхъ и особенно ультрафіолетовыхъ, заряженный отрицательно электроскопъ теряетъ свой электрическій зарядъ. Скорость разряданія находится въ известной зависимости отъ напряженія радіаціи. Это — актино-электрическія явленія. Наконецъ, солнечный пучекъ даетъ *свѣтовое* напряженіе и, въ известныхъ предѣлахъ, можно допустить, что между свѣтовой и общей энергіей солнечнаго луча существуетъ нѣкоторое соотношеніе. Возможенъ, слѣдовательно, *фотометрическій* методъ сужденія о напряженіи солнечной радіаціи.

Каждое изъ перечисленныхъ преобразованій солнечной энергіи можно положить въ основу опредѣленій напряженія солнечной радіаціи. Возможны, слѣдовательно, методы тепловые, химическіе, электрическіе, фотометрическіе, актино-электрическіе. Конечно, методы эти не могутъ дать согласныхъ результатовъ, такъ какъ солнечная радіація есть радіація составная, а каждое изъ указанныхъ преобразованій производится, по преимуществу, лучами известной преломляемости; напр., актиническія явленія обуславливаются лучами фіолетовыми и ультрафіолетовыми, фотометрическія — лучами видимой части спектра; между тѣмъ, намъ неизвѣстна точная зависимость между работой известной группы лучей и общео напряженностью пучка. Кроме того, составъ солнечнаго пучка, въ зависимости отъ состоянія метеорологическихъ факторовъ, можетъ постоянно мѣняться. Въ зависимости отъ примѣннаго метода, мы можемъ выразить результаты нашихъ измѣреній въ единицахъ тепловыхъ (калоріяхъ), свѣтовыхъ, въ единицахъ электровозбудительной силы или химической работы (внутренней или внешней).

Тепловой методъ опредѣленія солнечнаго лучениспусканія. Приборы Reuillet и Crova. Наиболее разработанъ въ настоящее время *тепловой* методъ опредѣленія солнечной радіаціи. Мы не будемъ останавливаться на первоначальныхъ стадіяхъ примѣненія этого метода. Замѣтимъ, что тепловой методъ можно примѣ-

нить двойнымъ образомъ. Можно подвергнуть тѣло дѣйствию солнечныхъ лучей въ теченіе извѣстнаго времени и опредѣлить количество тепла, поглощеннаго имъ. Подобный методъ называютъ *динамическимъ* методомъ. Можно также подвергнуть дѣйствию солнечныхъ лучей шарики двухъ термометровъ, изъ которыхъ одинъ вычерненъ, а другой блестящій, выждать того момента, когда они достигнутъ стационарнаго состоянія и напряженіе солнечнаго лучеиспусканія вычислить по разности показаній обонихъ термометровъ. Этотъ методъ называется *статическимъ*. Въ «Приложеніи» дана общая теорія динамическихъ актинометровъ. Изъ этой теоріи видно, что динамическій методъ можно примѣнять или по способу Pouillet, или по способу Violle'я, или по приему Angström'a-Хвольсона.



Фиг. 75.

Представимъ себѣ тѣло, имѣющее цилиндрическую форму (фиг. 75), всѣхъ котораго равенъ p граммовъ, а теплоемкость— c . На верхнюю его плоскость падаютъ нормально солнечные лучи, вслѣдствіе чего тѣло нагревается. Если первоначальная температура его была T_1 , а окончательная, послѣ 5 минутъ инсоляціи, T_2 , то количество тепла, полученнаго каждымъ квадратнымъ сантиметромъ его поверхности (въ предположеніи, что все упавшее тепло пошло на нагреваніе тѣла), будетъ

$$J = \frac{cp(T_2 - T_1)}{5s} = A(T_2 - T_1),$$

гдѣ s —площадь инсолируемой поверхности въ квадратныхъ сантиметрахъ. Величины c , p и s опредѣляютъ предварительными опытами. Очевидно, что J и дастъ то, что мы назвали напряженіемъ солнечнаго лучеиспусканія. Прототипомъ приборовъ, основанныхъ на этомъ принципѣ, можетъ служить *пириометръ Пуль* (фиг. 76). Приборъ этотъ состоитъ изъ тонкостѣннаго серебрянаго цилиндра VV большаго діаметра, но малой высоты, наполненнаго водою; передняя поверхность цилиндра вычернена. Въ цилиндрѣ помѣщается шарикъ чувствительнаго термометра, шкала котораго находится въ особой гильзѣ cc' . На другомъ концѣ гильзы укрѣпленъ вѣжонъ dd , діаметръ котораго равенъ

діаметру сосуда VV . Весь приборъ помѣщается на особой подставкѣ и можетъ вращаться въ различныхъ плоскостяхъ и около своей оси. Необходимо предварительно опредѣлить, возможно точнѣе, теплоемкость цилиндра съ водою, а также величину вычерпной поверхности (въ квадратныхъ сантиметрахъ).



Фиг. 7.

Самое наблюдение производится слѣдующимъ образомъ. Ориентируютъ приборъ, т. е. ставятъ его такъ, чтобы лучи солнца падали перпендикулярно на вычерпную поверхность, а это будетъ достигнуто тогда, когда тѣнь цилиндра вполне покроетъ нижній кружокъ dd ; затѣмъ, начиная съ известнаго момента, нужно измѣрить по термометру повышение температуры отъ дѣйствія солнечныхъ лучей въ теченіе, на примѣръ, 5 минутъ; при этомъ приборъ постоянно поворачиваютъ около оси при помощи пуговки b , дабы вода въ цилиндрѣ успѣвала принимать однообразную температуру и не образовала на внутренней сторонѣ изолируемой поверхности непроводящей пленки. Но это измѣреніе требуетъ введенія нѣкоторыхъ поправокъ. Известно, что всякое тѣло, находясь въ средѣ, имѣющей болѣе низкую температуру, терять тепло путемъ лучеиспусканія и теплопроводности, и потеря эта тѣмъ больше, чѣмъ больше разность между температурой тѣла и температурой среды. Когда цилиндръ VV нагревается, онъ начинаетъ, въ то же время, терять часть своего тепла въ воздухъ, а потому

нужно вычерпную поверхность (въ квадратныхъ сантиметрахъ). Само наблюдение производится слѣдующимъ образомъ. Ориентируютъ приборъ, т. е. ставятъ его такъ, чтобы лучи солнца падали перпендикулярно на вычерпную поверхность, а это будетъ достигнуто тогда, когда тѣнь цилиндра вполне покроетъ нижній кружокъ dd ; затѣмъ, начиная съ известнаго момента, нужно измѣрить по термометру повышение температуры отъ дѣйствія солнечныхъ лучей въ теченіе, на примѣръ, 5 минутъ; при этомъ приборъ постоянно по-

видимое нагревание его ниже действительнаго. Вычислить теоретически поправку отъ охлаждения весьма трудно. Въ виду этого, принимаютъ слѣдующій приемъ. Безъ значительной погрѣшности можно допустить, что охлажденіе во время опыта (5 минутъ) равно средней арифметической изъ охлажденія въ теченіе 5 минутъ до опыта и въ теченіе 5 минутъ послѣ опыта. Согласно съ этимъ допущеніемъ, опытъ производятъ такимъ образомъ: ориентируютъ приборъ, закрываютъ его ширмой и опредѣляютъ его охлажденіе (t_1) въ теченіе 5 минутъ въ тѣни. Затѣмъ ширму отодвигаютъ; приборъ нагревается въ теченіе 5 минутъ; опять ставится ширма и измѣряютъ вновь его охлажденіе (t_2) въ тѣни. Безъ значительной погрѣшности можно допустить, что охлажденіе во время опыта равно средней арифметической изъ охлажденія до и послѣ опыта, т. е.

$$\frac{t_1 + t_2}{2},$$

а слѣд., исправленное нагреваніе будетъ

$$(T_2 - T_1) + \frac{t_1 + t_2}{2}$$

$$\text{и } J = \frac{\text{ср} \left[(T_2 - T_1) + \frac{t_1 + t_2}{2} \right]}{5 \text{ s}}$$

Но необходимо замѣтить, что въ первую минуту послѣ закрытія прибора ширмой, нагреваніе все же продолжается (продолженіе реакціи по устраненіи дѣйствующаго агента). То же явленіе наблюдается и при удаленіи ширмы: въ 1-ю минуту продолжается охлажденіе. Принимая во вниманіе это обстоятельство, опредѣленіе въ окончательномъ видѣ производятъ слѣдующимъ образомъ: наблюдаютъ 5 минутъ въ тѣни и открываютъ ширму; наблюденіе 6-ой минуты отбрасываютъ; затѣмъ наблюдаютъ 7—11-ую минуты; въ концѣ 11-ой минуты ширму закрываютъ и наблюденіе 12-ой минуты отбрасываютъ. Остается только записать показаніе 13—17 минутъ. Для примѣра приведемъ наблюденіе, произведенное моимъ ассистентомъ И. Я. Точидловскимъ 30 сентября 1906 года въ Одессѣ:

охлажденіе въ тѣни было . . .	0°2
нагрѣваніе	3.2
охлажденіе въ тѣни	0.8

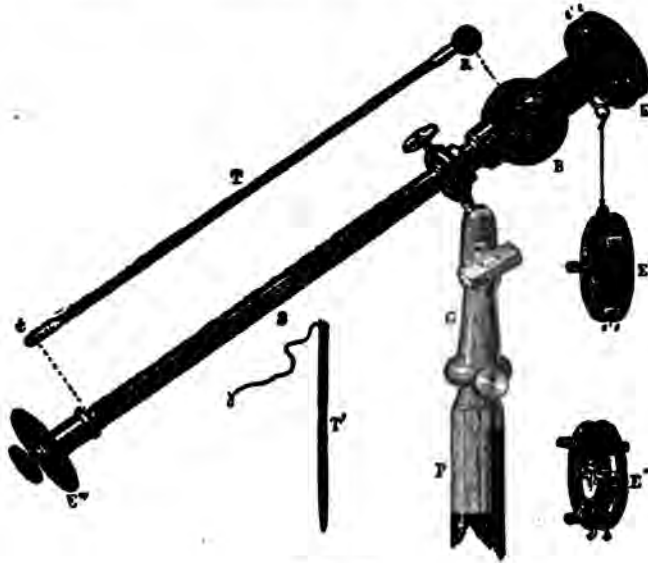
Истинное нагрѣваніе равно $3.2 + 0.5 = 3.7^\circ$

$J = A \times 3.7$. Но A , для нашего прибора, равно 0.27,

а слѣдовательно, $J = 0.999$ килоріи.

Въ виду большой теплоемкости воды, Стова устроилъ пиргелиометръ, въ которомъ воду замѣнилъ *ртутью*, а цилиндръ изготовилъ изъ стали. Нельзя не указать существенные недостатки прибора Пулье, а именно: 1) крайне трудно точно опредѣлить теплоемкость всего цилиндра, 2) нельзя быть увѣреннымъ, что термометръ показываетъ истинную температуру всей массы цилиндра и воды, такъ какъ, несмотря на вращеніе прибора, частицы воды прилипаютъ къ стѣнкамъ и образуютъ непроводящій слой. Полное наблюденіе, при помощи пиргелиометра Пулье, продолжается 17 минутъ, что связано со многими неудобствами, поэтому, для бѣглыхъ наблюденій пользуются *актинометромъ* Стова. Приборъ этотъ (фиг. 77) состоитъ изъ большой термометровидной стеклянной трубки RT съ вычерненнымъ шарикомъ R , который помещается въ центрѣ никелированного шара B . Черезъ прорѣзъ въ гильзѣ S видны равныя, произвольной величины, дѣленія. Весь приборъ укрѣпляется на треножникѣ PG . Переднее отверстіе можетъ быть закрыто ширмочкой E' . Шарикъ R наполненъ спиртомъ, въ которомъ находится капля ртути, служащая для выпусканія индексовъ. Чтобы получить индексъ, устанавливаютъ приборъ вертикально, шарикомъ вверхъ; при этомъ ртуть займетъ самое низкое положеніе въ шарикѣ, а часть ея войдетъ въ каналъ, частью подъ давленіемъ собственной тяжести, частью вслѣдствіе расширенія спирта подъ вліяніемъ тепла руки, приложенной на время къ отверстию прибора. Затѣмъ, быстро приведя приборъ въ горизонтальное положеніе, мы отрываемъ всю остальную ртуть, и индексъ полученъ. Далѣе мы манипулируемъ приблизительно такъ же, какъ и съ пиргелиометромъ Пулье, т. е. ориентируемъ приборъ такъ, чтобы солнечные лучи падали по оси прибора, а это будетъ достигнуто тогда, когда тѣнь верхней расширенной части гильзы закроетъ

нижній кружок E'' . Затѣмъ наблюдаемъ перемѣщеніе индекса въ 1-ую минуту при закрытой ширмѣ. Въ концѣ 1-ой минуты ширму удаляемъ, наблюдение 2-й минуты отбрасываемъ и отсчитываемъ нагрѣваніе прибора въ 3-ью минуту; въ концѣ третьей минуты ширма закрывается; наблюдение 4-ой минуты опять



Фиг. 77.

отбрасываемъ и отсчитываемъ охлажденіе въ теченіе 5-ой минуты. Наблюдение, произведенное 30 сентября 1906 года, дало слѣдующія числа:

охлажденіе въ 1-ую минуту . . .	0.8
нагрѣваніе » 3-ью » . . .	14.8
охлажденіе » 5-ую » . . .	2.8

Слѣд., исправленное нагрѣваніе равно

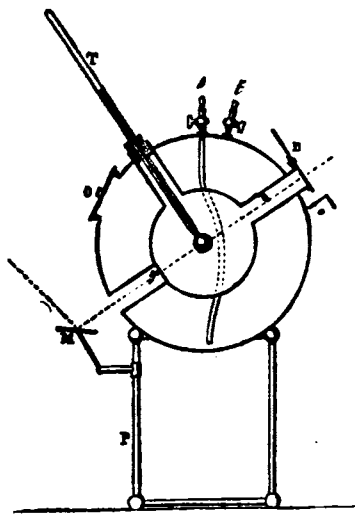
$$14.8 - 1.8 = 16.1 \text{ дѣленія.}$$

Такимъ образомъ, результатъ опредѣленія выразится произвольными дѣленіями активометра, а слѣдовательно, результаты, полученные различными активометрами, будутъ несравнимы между собою, подобно тому, какъ несравнимы измѣренія одного и того

же разстоянія единицами различной длины. Чтобы выразить результаты эти въ абсолютныхъ тепловыхъ единицахъ (калоріяхъ), нужно актинометръ градуировать. Градуировать актинометръ значить найти тепловое значеніе одного его дѣленія, т. е. узнать, сколько калорій посылаетъ солнце въ одну минуту на одинъ квадрат. сантиметръ поверхности, если индексъ прибора передвигается на одно дѣленіе. Градуированіе дѣлается путемъ сравненія актинометра Сгова съ нормальнымъ пиргелиометромъ. Положимъ, что наблюденія производятся по обоимъ приборамъ въ одинъ и тотъ же моментъ. По показаніямъ пиргелиометра, радіація равна, напр., 0.999 калорій, а въ актинометръ индексъ, послѣ введенія поправки, перемѣстился на 16.1 дѣленій. Слѣдовательно, одно дѣленіе актинометра будетъ соответствовать $0.999 : 16.1 = 0.062$. Повторяя эти сравненія нѣсколько разъ, можно найти среднюю величину тепла, соответствующаго перемѣщенію индекса на одно дѣленіе актинометра. Полученное, та-

кимъ образомъ, число называется *тепловымъ коэффициентомъ актинометра Сгова*. Это число служитъ для обращенія относительныхъ показаній актинометра Сгова въ абсолютныя.

Приборъ Violle'a. Нѣсколько иначе примѣняется динамическій методъ въ приборѣ Violle'a¹⁾. Этотъ приборъ (фиг. 78 и 79) состоитъ изъ двухъ сферическихъ концентрическихъ оболочекъ изъ латуни. Въ центрѣ внутренней оболочки, діаметромъ въ 15 сант., находится шарикъ чувствительнаго термометра Т. Діаметръ сферическаго резервуара термометра—отъ 5 до 15 мм. Шарикъ и



Фиг. 78.

внутренняя стѣнка оболочки вычернены. Оболочка поддерживается пр: постоянной температурѣ или льдомъ или токомъ воды;

¹⁾ Подробныя указанія относительно прибора Violle'a см. Любославскій. Записки по актинометріи. Сиб. 1902.

внѣшняя оболочка имѣеть діаметръ въ 23 сантиметра; поверхность его полирована и закрыта экраномъ кромѣ отверстія *D*, черезъ которое проходятъ солнечные лучи. У *D* находится подвижная діафрагма съ отверстиями различной величины; отверстие у *g* закрыто стекломъ слегка вычерненнымъ; зеркало *M* служитъ для ориентированія прибора такъ, чтобы солнечные лучи падали



Фиг. 79.

прямо на шарикъ; если лучи падаютъ прямо на термометръ, то въ зеркалѣ *M* видна тѣнь шарика термометра. Когда термометръ достигнетъ стационарнаго состоянія, отсчитываютъ температуру; затѣмъ открываютъ діафрагму и отмѣчаютъ, черезъ каждую минуту или полъ минуты, температуру до тѣхъ поръ, пока она не сдѣлается стационарной, на что нужно около $\frac{1}{4}$ часа. Послеъ этого, опять закрываютъ діафрагму и отмѣчаютъ обратный ходъ термометра. Отсюда можно опредѣлить количество солнечной теплоты, основываясь на слѣдующемъ за-

мѣчаніи. Когда шарикъ термометра находится подѣйствиемъ солнечныхъ лучей, то измѣненіе его температуры обусловлено, съ одной стороны, приходомъ тепла отъ солнца, а съ другой—лучеиспусканіемъ къ внутренней, холодной, оболочкѣ прибора. Обозначимъ буквой *V* скорость нагреванія (повышеніе термометра, отнесенное къ единицѣ времени) въ тотъ моментъ, когда температура термометра равна Θ ; обозначимъ черезъ *U* скорость охлажденія въ тотъ моментъ, когда термометръ, охлаждаясь, получить ту же температуру Θ ; скорость, съ которой нагревался бы термометръ, если бы не было охлажденія, выразимъ буквой *W*; очевидно, что

$$V = W - U,$$

откуда

$$W = V + U.$$

Теплоемкость шарика термометра, отнесенная къ водѣ, пусть будетъ M ; слѣдовательно,

$$MW = M(V + U),$$

гдѣ MW представляетъ абсолютное количество тепла, полученнаго въ одну минуту шарикомъ нашего термометра. Раздѣливъ MW на s (площадь сѣченія шарика), получимъ, очевидно, напряженіе солнечной радіаціи

$$J = \frac{MW}{s} = \frac{M}{s}(V + U).$$

Остается только опредѣлить $V + U$. Для этого возьмемъ частный примѣръ, а именно, одно изъ наблюденій, произведенныхъ на Монбланѣ.

Время отъ начала наблюденія t	Температура при нагрѣваніи Q	Температура при охлажденіи Q_1	$Q + Q_1 = Q_0$
0 минутъ	0°	18° 0	18° 0
5 „	14.9	3.0	17.9
10 „	17.6	0.6	18.2
15 „	17.9	0.1	18.0
20 „	18.0	0.0	18.0

Наблюденія обнаружили, что сумма $Q + Q_1 = Q_0$ есть величина постоянная для каждаго ряда наблюденій. На основаніи этихъ чиселъ, можно опредѣлить скорость охлажденія. Для этого Violle связываетъ наблюденныя температуры съ временемъ слѣдующими двумя эмпирическими формулами:

$$Q = Q_0(1 - e^{-mt}) \quad (1)$$

$$\text{и} \quad Q_1 = Q_0 e^{-mt} \quad (2)$$

Изъ этихъ формулъ можно опредѣлять скорость нагреванія и скорость охлажденія ¹⁾:

$$V = mQ_0 - mQ,$$

$$U = mQ_1,$$

$$V + U = mQ_0 - mQ + mQ_1.$$

При одной и той же температурѣ $Q = Q_1$,

$$V + U = mQ_0 \text{ } ^2).$$

Въ данномъ примѣрѣ Violle получилъ $Q_0 = 18^\circ$, $m = 0.36$, $M = 0.222$ граммакал., $s = 0.608$ квад. сантиметра, отсюда

$$J = (U + V) \frac{M}{s} = 2.39 \text{ граммакалоріи.}$$

Нѣсколько иначе располагается вычисленіе радіаціи по методу Хвольсона ³⁾.

¹⁾ Скорости нагреванія и охлажденія равны первымъ производнымъ отъ Q и Q_1 по времени, т. е.

$$V = \frac{dQ}{dt} \text{ и } U = \frac{dQ_1}{dt}$$

²⁾ Уравненія (1) и (2) должны имѣть мѣсто для каждаго изъ отсчетовъ; получимъ, такимъ образомъ, столько уравненій, сколько произведено отсчетовъ. Изъ этихъ уравненій опредѣлимъ коэффициентъ m , по способу наименьшихъ квадратовъ. Форма эмпирической зависимости, связывающей Q и t , взята не произвольно. Она вытекаетъ изъ закона охлажденія Ньютона. Если температура тѣла равна Q' , а температура среды Q_0 , то, по закону Ньютона,

$$\frac{dQ'}{dt} = -mQ'; \quad \frac{dQ'}{Q'} = -m dt,$$

откуда

$$\log Q' = -mt + C.$$

Но при

$$t = 0, \quad Q' = Q_0, \quad \log Q_0 = C$$

$$\log \frac{Q'}{Q_0} = -mt \text{ и } Q' = Q_0 e^{-mt}.$$

³⁾ Хвольсонъ. О современномъ состояніи актинометріи, стр. 93 и Любославскій. Забѣтки по актинометріи. Спб. 1932.

Приборы Angström'a. Профессоръ Angström въ Упсалѣ построилъ два актинометра. Основной принципъ первоначальнаго прибора слѣдующій. Двѣ, совершенно одинаковыя, небольшія мѣдныя пластинки подвергаются, поочередно, дѣйствию солнечной инсоляціи и, поочередно, могутъ затѣняться. При помощи небольшого термоэлемента, можно опредѣлить разность ихъ температуръ. Въ тотъ моментъ, когда разность ихъ температуръ достигнетъ нѣкоторой величины b , мѣняютъ затѣненіе и опредѣляютъ время t , необходимое для того, чтобы эта разность сдѣлалась равной $-b$. Если b не особенно велико, то напряжение радіаціи (Q) можно опредѣлить по формулѣ

$$Q = \frac{2Wb}{t},$$

гдѣ W —теплоемкость каждой изъ пластинокъ. И дѣйствительно ¹⁾. Если T есть избытокъ температуры первой пластинки надъ температурой среды, то $T+b$ представитъ избытокъ температуры второй пластинки надъ температурой той же среды. По прошествіи t минутъ избытокъ температуры первой пластинки сдѣлается равнымъ T_1 , а второй T_1-b . Первая пластинка, во время t , получила отъ солнца количество тепла Qt . Часть этого тепла пошла на нагреваніе пластинки отъ T до T_1 ; эта часть равна $W(T_1 - T)$; другая часть $aW\frac{T+T_1}{2}t$ потеряна въ окружающую среду путемъ лучеиспусканія. Очевидно, что

$$Qt = W(T_1 - T) + aW\frac{T+T_1}{2}t. \quad (3)$$

Тепло, потерянное второй пластинкой въ t минутъ, равно

$$aW\frac{T+b+T_1-b}{2}t = aW\frac{T+T_1}{2}t,$$

т. е. охлажденіе обѣихъ пластинокъ во время t совершенно одинаково. Но измѣненіе температуры второй пластинки равно

$$(T+b) - (T_1-b) = T - T_1 + 2b,$$

¹⁾ Hömén, Der tägliche Wärmeumsatz im Boden und die Wärmestrahlung zwischen Himmel und Erde. Leipzig, 1896, S. 104.

а следовательно, отдача тепла

$$aW \frac{T+b+T_1-b}{2} t = W(T-T_1+2b).$$

Вставляя въ выше приведенное выраженіе (3)

$$Qt = W(T_1 - T) + W(T - T_1 + 2b) = 2Wb,$$

$$Q = \frac{2Wb}{t}.$$

Нѣсколько иной принципъ *компенсационнаго* прибора Angström'a. Двѣ, очень тонкія и совершенно одинаковыя, полоски укрѣплены на разстояніи нѣсколькихъ миллиметровъ другъ отъ друга. Полоски вычернены со стороны, обращенной къ измѣряемому источнику тепла. Съ задней стороны ихъ прикрѣплены спаи термического элемента, въ цѣпь котораго введенъ гальваноскопъ. Если одна изъ полосокъ подвергнется дѣйствию радіаціи, а другая останется въ тѣни, то въ цѣпи является токъ. Особымъ токомъ, измѣняя его сопротивленіе, нагрѣемъ полоску до тѣхъ поръ, пока стрѣлка гальваноскопа не прійдетъ въ равновѣсіе; въ этомъ случаѣ, обѣ полоски будутъ имѣть одну и ту же температуру. Если

i —сила тока,

r —сопротивленіе цѣпи,

b —ширина полосокъ,

a —поглощательная способность поверхности полосокъ, то можно доказать, что

$$J = \frac{r^2 60}{4,19ba} \text{граммокалорія на квадра. сант. въ 1 мин.}$$

Преимущества прибора:

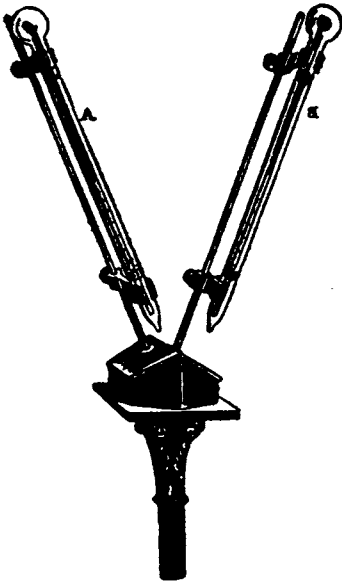
1) такъ какъ температура полосокъ одинакова, то результатъ не требуетъ поправки отъ лучеиспусканія, проводимости и конвекціи.

2) полоски очень тонкія и малой массы, а потому, приборъ достигаетъ стаціонарнаго состоянія очень быстро.

3) соответственнымъ выборомъ гальванометра и термоэлемента, можно весь приборъ сдѣлать очень чувствительнымъ.

4) гальванометръ служитъ лишь для указанія разности температуръ, а потому, не нужны сложныя опредѣленія, связанныя съ гальванометрическими измѣреніями¹⁾.

Приборъ Михельсона. Существуетъ еще одна группа приборовъ, основанныхъ на примѣненіи динамическаго метода. Въ этой группѣ, измѣряемая энергія употребляется на измѣненіе физическаго состоянія нѣкотораго вещества (плавленіе или испареніе); при этомъ нужно опредѣлить массу вещества, претерпѣвшаго, въ теченіе извѣстнаго времени, измѣненіе агрегатнаго состоянія. Въ ряду этихъ приборовъ первое мѣсто принадлежитъ ледяному калориметру профессора Петровско-Разумовской академіи Михельсону²⁾.



Фиг. 80.

Статическій методъ. Нерѣдко, особенно на сельско-хозяйственныхъ станціяхъ, примѣняется методъ *статическій*, осуществленіемъ котораго могутъ служить сопряженныя шарики Violle'я, а также относительный актинометръ Agago-Davy.

Актинометръ Agago-Davy (фиг. 80) состоитъ изъ двухъ термометровъ одинаковой величины, одинъ съ чернымъ шарикомъ, другой — съ блестящимъ; они окружены стеклянными трубками съ баллонами въ 4 сантиметра въ діаметръ. Въ оболочкахъ этихъ воздухъ разрѣженъ. Оба термометра устанавливаются

¹⁾ См. подробности: а) Angström. Intensité de la radiation solaire à différentes altitudes. Nova Acta Regiae Societatis Scientiarum Upsaliensis. Vol. 20. 1901. б) Angström. Ueber absolute Bestimmungen der Wärmestrahlung mit dem elektrischen Compensations-Pyrheliometer. Wiedemann's Annalen. T. 67. 1899, S. 633.

²⁾ См. сообщеніе въ засѣданіи секціи физики IX съѣзда русскихъ естествоиспытателей и врачей въ Москвѣ, 10 января 1894 года, и отдѣльный оттискъ: «О примѣненіи ледяного калориметра». Спб. 1894.

такъ, чтобы подвергались, по возможности, одинаковой изоляціи. Каждый изъ шариковъ, съ одной стороны, получаетъ тепло, съ другой—теряетъ его путемъ теплопроводности и лучеиспусканія. Когда приходъ тепла дѣлается равнымъ расходу, термометръ достигаетъ стационарнаго состоянія. При стационарномъ состояніи, показаніе чернаго шарика t_1 очевидно больше, чѣмъ показаніе блестящаго t_2 , и разность $t_1 - t_2$ служитъ мѣрою солнечной радіаціи, что, приблизительно, оправдывается слѣдующимъ разсужденіемъ. Обозначимъ количество солнечной теплоты, падающей на каждый изъ шариковъ въ единицу времени, черезъ q ; пусть

e_1 —коэффициентъ лучеиспусканія чернаго шарика,
 e_2 — » » блестящаго шарика,
 n — » поглощенія » »
 Q_1 —температура чернаго шарика,
 Q_2 — » блестящаго шарика,
 Q — » оболочки,

приходъ тепла чернаго шарика въ 1 времени— q ,
 » » блестящаго шарика въ 1 времени— nq ,
 расходъ тепла чернаго шарика въ 1 времени $(e_1 + n_1)(Q_1 - Q)$,
 » » блестящаго » » » » $(e_2 + n_1)(Q_2 - Q)$,
 гдѣ n_1 —коэффициентъ внешней теплопроводности стекла. При стационарномъ состояніи, приходъ равенъ расходу, т. е.

а) для чернаго шарика:

$$q = (e_1 + n_1)(Q_1 - Q) = (e_1 + n_1)Q_1 - (e_1 + n_1)Q,$$

б) для блестящаго:

$$\begin{aligned} nq &= (e_2 + n_1)(Q_2 - Q) = (e_2 + n_1)Q_2 - (e_2 + n_1)Q \\ q(e_2 + n_1) &= (e_1 + n_1)(e_2 + n_1)Q_1 - (e_1 + n_1)(e_2 + n_1)Q \\ nq(e_1 + n_1) &= (e_1 + n_1)(e_2 + n_1)Q_2 - (e_1 + n_1)(e_2 + n_1)Q \\ q[(e_2 + n_1) - n(e_1 + n_1)] &= [(e_1 + n_1)(e_2 + n_1)](Q_1 - Q_2) \\ q &= \frac{(e_1 + n_1)(e_2 + n_1)}{(e_2 + n_1) - n(e_1 + n_1)}(Q_1 - Q_2). \end{aligned}$$

Если считать величины e_1 , e_2 , n и n_1 постоянными, то

$$q = A(Q_1 - Q_2),$$

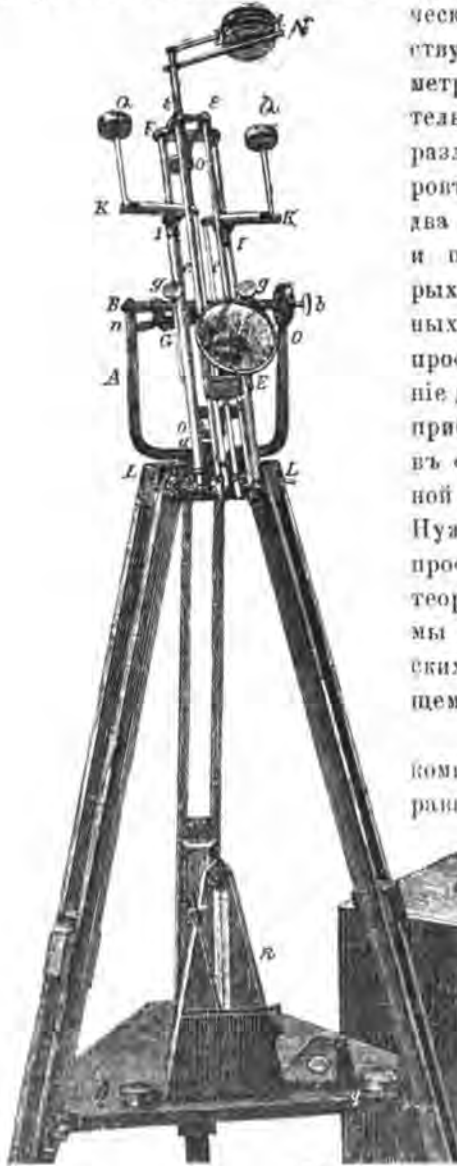
т. е., въ первомъ приближеніи, $Q_1 - Q_2$ (разность показаній термометровъ) можетъ служить мѣрою солнечнаго напряженія. Проф. Лѣсного Института Любославскій произвелъ рядъ сравнительныхъ наблюдений надъ актинометромъ Arago-Davy. Оказалось, что въ актиноскопѣ Араго-Дэви мы имѣемъ достаточно грубый, но совершенно доступный для всякой станціи приборъ, дающій сглаженную до известной степени радіацію, который можно рекомендовать сельско-хозяйственнымъ станціямъ. Но для измѣренія радіаціи, время отъ времени, для этого прибора необходимо опредѣлять и провѣрять переводный факторъ сравненіемъ съ надежнымъ актинометромъ¹⁾.

Вообще нужно замѣтить, что результаты, полученные до сихъ поръ тепловыми актинометрами различныхъ системъ, значительно разнятся другъ отъ друга. Причина заключается, во-первыхъ, въ томъ, что нѣкоторые изъ нихъ (Пулье, Angström, Arago) даютъ сумму радіаціи солнца и небснаго свода; въ другихъ же (Violle, Crova), стараются оградить доступъ разсѣянной радіаціи при помощи діафрагмъ. Далѣе, каждый изъ актинометровъ требуетъ ряда поправокъ, опредѣленіе которыхъ представляетъ значительныя трудности и исключеніе ихъ почти невозможно. Большія погрѣшности могутъ войти при опредѣленіи теплоемкости такихъ большихъ массъ, какъ пиргелиометры Пулье или Crova. Съ другой стороны, крайне трудно точно опредѣлить теплоемкость термометрическаго шарика въ приборѣ Violl'я. Различные слои черни, покрывающей приѣмники актинометровъ, могутъ обладать далеко не совершенными поглощательными свойствами. Вотъ почему, въ опредѣленіи напряженія солнечной радіаціи въ абсолютныхъ единицахъ, несмотря на многочисленныя работы первоклассныхъ физиковъ, наука далеко еще не сказала своего послѣдняго слова.

Приборы Хвольсона. Профессоръ Хвольсонъ предпринялъ капитальную работу по изученію актинометровъ, а также тѣхъ законовъ, которые лежатъ въ основѣ актинометріи вообще. Результаты этой обширной работы изложены въ двухъ его влас-

¹⁾ Любославскій. Замѣтки по актинометріи. Спб. 1902, стр. 23. См. также: а) Колли, Мышкинъ и Казнѣвъ. Актинметрическія наблюденія на метеоробсерв. Петровской Академіи. Москва. 1890; б) Хвольсонъ. О современномъ состояніи актинометріи. Спб. 1891.

сических исследований, напечатанных под заглавием: 1) О современном состоянии актинометрии. Спб. 1892. 2) Актинометри-



Фиг. 81.

ческие исследования къ устройству пиргелиометра и актинометра. Спб. 1893. Изучивъ тщательно погрѣшности наблюденій различныхъ системъ актинометровъ, проф. Хвольсонъ построилъ два актинометра: **нормальный** и **переносный**, описание которыхъ можно найти въ указанныхъ только что исследованийъ профессора Хвольсона. Наставленіе для употребленія переноснаго прибора (фиг. 81) вошло также въ «Инструкцію, изданную Главной Физической Обсерваторіей». Нужно замѣтить, что въ книгѣ проф. Хвольсона дана общая теорія актинометровъ, которую мы приводимъ въ математическихъ приложеніяхъ къ настоящему курсу.

Еще недавно русская подкомиссія по изученію солнца, собиравшаяся въ Москвѣ (5—9 апрѣ-

ля 1906 г.), произвела сравненіе актинометровъ Angström'a, Михельсона, Violle'a-Савельева, Стова и пришла къ

тому заключенію, что, изъ абсолютныхъ приборовъ, компенсационный пиргелиометръ Angstrom'a является въ настоящее время

самымъ точнымъ и самымъ удобнымъ ¹⁾. Эти выводы вполне согласны съ заключеніями проф. Хвольсона, а также постановленіями международного съезда по вопросу объ изученіи солнца.

Химическіе методы. Еще менѣе сравнимые результаты даютъ *химическіе* методы. Въ химическихъ актинометрахъ мѣрою солнечной радіаціи считаютъ количество вещества, образовавшагося при известной реакціи, происходящей подъ дѣйствіемъ солнечнаго пучка или интенсивность внѣшнихъ измѣненій, вызванныхъ реакціей. Для этой цѣли примѣняемы были разнообразныя реакціи, обзоръ которыхъ можно найти въ книгахъ Marchand ²⁾, Pizzighelli ³⁾, Radau ⁴⁾, Панченко ⁵⁾ и др. Еще Draper измѣрялъ химическое дѣйствіе свѣта по количеству хлористоводородной кислоты, образовавшейся подъ дѣйствіемъ свѣта, изъ равныхъ объемовъ хлора и водорода. Приѣмъ этотъ былъ видоизмѣненъ и усовершенствованъ Вунсен'омъ и Росcoe. Marchand основалъ свой способъ на измѣреніи количества угольной кислоты, выделяющейся изъ воднаго раствора щавелевой кислоты и шестихлористаго желѣза. Voisin въ 1860 году и позже Вунсен и Росcoe примѣняли бумагу, обработанную хлористымъ серебромъ, для опредѣленія химической силы свѣта. Еще недавно Schwabe опубликовалъ результаты многолѣтнихъ наблюденій (1897 — 1902), произведенныхъ по этому методу, видоизмѣненному Wiesner'омъ, въ Кремсюнстерѣ ⁶⁾. Отсылая интересующихся въ выше указаннымъ сочиненіемъ, ограничуся лишь общими замѣчаніями. Наблюденія, произведенныя при посредствѣ различныхъ реакцій, очевидно, несравнимы между собой. Еще менѣе сравнимы они съ результатами, полученными тепловыми актинометрами, такъ какъ не доказана пропорціональность между химической силой производящаго реакцію пучка и общей его энергіей. Кроме того, различные реактивы, употребляемые

¹⁾ Протоколъ второго собранія актинометрической подкомиссіи, состоявшагося 7—9 апрѣля 1906 года въ Москвѣ.

²⁾ Marchand. Etude sur la force chimique du rayon solaire.

³⁾ Pizzighelli. Die Actinometrie. Wien. 1884.

⁴⁾ Les radiations chimiques du soleil. Paris 1877.

⁵⁾ Солнечное лучеиспусканіе. Одесса. 1892.

⁶⁾ Ueber die photochemische Klima von Kremsmünster. Denkschriften der Wien. Akad. d. Wissenschaft. 1904. Bd. LXXIV.

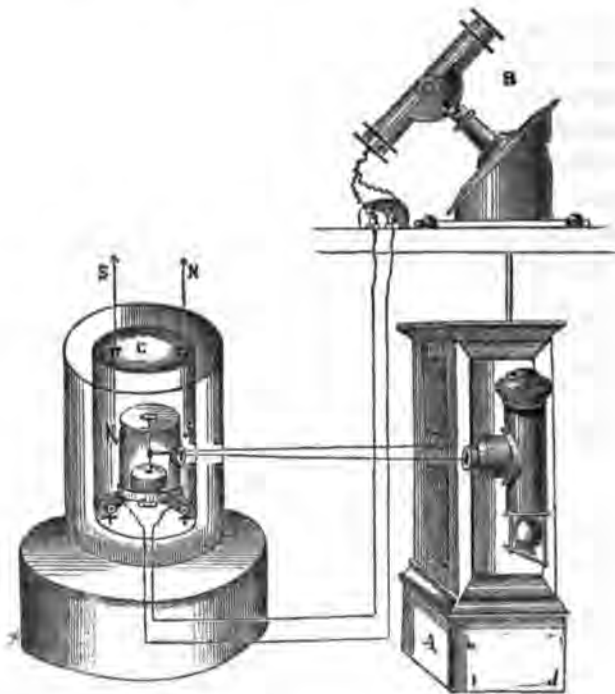
для фотохимических измѣреній, чувствительны къ извѣстнаго рода лучамъ по преимуществу. Такъ, хлористое серебро наиболее чувствительно къ небольшой части крайнихъ фиолетовыхъ лучей; на реактивъ Magchand'a наибольшее дѣйствіе оказываютъ голубые лучи. Далѣе,—свѣточувствительные реактивы помещаются обыкновенно въ сосудахъ, въ которые пропускается пучекъ свѣта черезъ оконце, закрытое стекломъ; въ дѣйствіе этого, одна часть свѣта отражается отъ зеркальной поверхности стекла, другая—поглощается стекломъ, и только нѣкоторая часть радіаціи, совершенно неизвѣстная, проникаетъ во внутрь и производитъ реакцію. Но наиболее сильное возраженіе выдвинуто французскимъ химикомъ Berthelot¹⁾. Существуютъ двѣ группы реакцій: *экзотермическія*, выделяющія тепло, и *эндотермическія*, поглощающія тепло. Въ экзотермическихъ реакціяхъ, свѣтъ только обуславливаетъ химическое дѣйствіе, но не онъ производитъ главную работу; свѣтъ играетъ какъ бы роль спички, воспламеняющей костеръ. Въ эндотермическихъ реакціяхъ именно свѣтовое дѣйствіе производитъ работу, какъ напримѣръ, въ процессахъ воздушнаго питанія растений или разложенія хлористаго серебра. Большая часть реакцій, которыми пользовались для фотохимическихъ изслѣдованій, принадлежатъ, между тѣмъ, къ реакціямъ экзотермическимъ.

Электрическіе методы. Энергія солнечнаго луча можетъ быть преобразована въ электродвигательную силу, что даетъ возможность построить электрическіе актинометры. Основная идея этихъ актинометровъ заключается въ слѣдующемъ. Представимъ себѣ, что вычерненный спай термоэлектрическаго элемента или одна сторона цѣлаго термоэлектрическаго столбика подвергается инсолирующему дѣйствію источника энергіи. Въ цѣпь введенъ мультипликаторъ. Desain показалъ, что если мы откроемъ діафрагму, закрывающую спай, и подвергнемъ его дѣйствію лучей солнца, то стрѣлка получитъ нѣкоторое импульсивное движеніе. Это импульсивное дѣйствіе пропорціонально начальной скорости нагрѣванія, которая, въ свою очередь, находится въ прямой зависимости отъ напряженія солнечной радіаціи въ этотъ моментъ; слѣдовательно, импульсивное отклоненіе

¹⁾ Sur l'action chimique de la lumière. Annales de physique et de chimie. 1869.

стрѣлки, измѣренное гальванометромъ, можетъ служить для измѣренія солнечной инсоляціи. Результаты наблюденій будутъ выражены отклоненіями гальванометра. Градуируя приборъ, можно результаты эти перевести въ абсолютныя единицы. Методъ этотъ даетъ возможность Стова устроить весьма удобныя самопишущіе или регистрирующіе актинографы. Нужно замѣтить, что напряженіе солнечной радіаціи претерпѣваетъ непрерывныя измѣненія; оно, какъ бы, пульсируетъ и притомъ весьма неправильно. Вообще, въ ходѣ метеорологическихъ явленій не существуетъ, во многихъ случаяхъ, плавнаго перехода отъ одного состоянія явленія къ другому. Переходъ этотъ совершается путемъ какъ бы дрожаній или вибрацій; амплитуды и періоды этихъ дрожаній не всегда одинаковы. Такія дрожанія замѣчаются также въ ходѣ температуры, давленія, влажности, магнитныхъ и электрическихъ силъ земли. Особенно велики эти дрожанія въ ходѣ напряженія солнечной радіаціи. Въ виду этого, при изученіи солнечной радіаціи необходимо имѣть приборы, которые бы отмѣчали это напряженіе или непрерывно или черезъ небольшіе промежутки времени. Стова, на принципъ электрическаго актинометра, устроилъ два актинографа: одинъ даетъ непрерывныя записи, другой—отмѣчаетъ напряженіе черезъ небольшіе, равные, промежутки времени. Устройство ихъ въ существенныхъ чертахъ слѣдующее. Термоэлектрическій элементъ (фиг. 82) состоитъ изъ желѣза и новаго серебра. Каждый спай имѣетъ форму диска 10 мм. въ діаметрѣ и 0.1 мм. толщиною. Каждый дискъ продолжается узкой металлической лентой, устанавливающей связь съ гальванометромъ *C* посредствомъ кабелей. Часть цѣпи помѣщается въ трубіи *B*, хорошо никелированной снаружи, ось которой, при посредствѣ гелиостата, слѣдитъ за движеніемъ солнца такъ, что солнечные лучи, пройдя черезъ рядъ діафрагмъ, падаютъ нормально на вычерченный дискъ. Напряженіе радіаціи въ каждый моментъ измѣряется соответственнымъ отклоненіемъ аперіодическаго гальванометра *C*, находящагося въ кабинетѣ наблюдателя. Чтобы сдѣлать приборъ самопишущимъ, стрѣлка гальванометра снабжена зеркальцемъ, передъ которымъ, на извѣстномъ разстояніи, находится лампа, покрытая колпакомъ, въ которомъ сдѣлано небольшое круглое отверстіе. Параллельный пучекъ свѣта падаетъ на зеркальце, отражается и попадаетъ на равноудѣленно движущуюся свѣточувствительную полосу

бумаги, находящуюся въ шкапчикѣ А. Если напряженіе радіаціи неизмѣняется, стрѣлка остается въ покое, и свѣтлая точка на движущейся бумагѣ оставляетъ, послѣ проявленія, слѣдъ прямой линіи. Если же напряженіе радіаціи измѣняется, стрѣлка перемѣщается, и свѣтовой пучекъ оставитъ на бумагѣ слѣдъ, имѣющій форму кривой линіи, изгибы которой укажутъ измѣненіи солнечной радіаціи. Въ новомъ приборѣ Crova (actinographe à pointes), приборъ на движущейся бумагѣ механически отмѣчаетъ положеніе стрѣлки черезъ извѣстные промежутки времени.



Фиг. 82.

Термоэлектрическая пара помѣщена въ трубку, снабженную щелью и приврѣпленную къ часамъ гелиостата. Токъ, возбуждаемый нагреваніемъ, идетъ въ гальванометръ, подвижная часть котораго снабжена алюминіевою стрѣлкою, длиною 20 сант., движущеюся надъ барабаномъ Ришара, покрытымъ бумагою. На концѣ стрѣлки насажено перо, которое черезъ каждую минуту

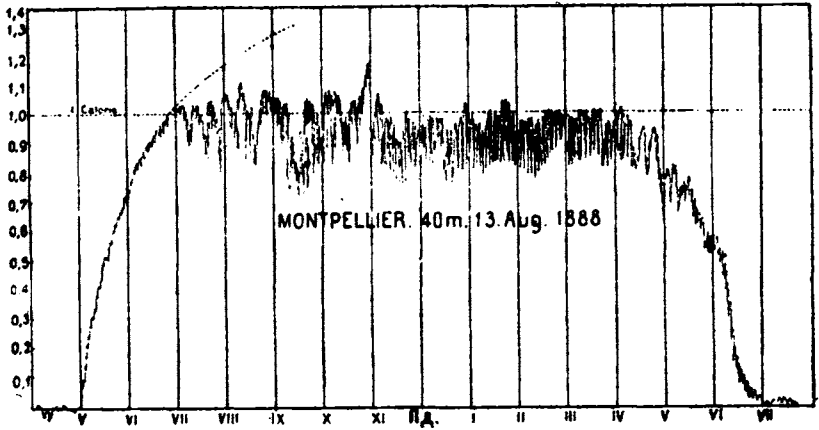
прижимается къ барабану и оставляетъ на немъ слѣдъ въ видѣ точки. Для разработки фотографіи, нужно въ извѣстные моменты производить непосредственныя наблюденія при помощи абсолютнаго актинометра. Изъ сравненія съ записями актинографа найдемъ числовую величину переводныхъ коэффициентовъ.

Переходную ступень между актинометрами химическими и электрическими занимаетъ фотохимическій актинометръ Е. Вескерегелля, видоизмѣненный Егоровымъ. Еще Е. Вескерегелль замѣтилъ, что если погрузить двѣ металлическія пластинки въ слабый водный растворъ кислотъ, щелочей или солей и подвергнуть одну изъ нихъ дѣйствию свѣтовыхъ лучей, а другую помѣстить въ темнотѣ, то при этомъ обнаруживается токъ. Позже Вескерегелль констатировалъ, что если покрыть платиновыя пластинки разлагающимся на свѣтѣ веществомъ, напримѣръ, хлористымъ серебромъ, то, подѣ дѣйствию свѣта, пластинки электризовались положительно, а жидкость — отрицательно, и получался довольно сильный токъ. Активными лучами являлись лучи фіолетовые и ультрафіолетовые. Продолжая изслѣдованія Вескерегелля, Егоровъ построилъ свой фотоэлектрический актинометръ, состоявшій изъ двухъ пластинокъ, покрытыхъ слоемъ іодистаго серебра, погруженныхъ въ 2% растворъ сѣрной кислоты и замкнутыхъ чувствительнымъ гальванометромъ¹⁾.

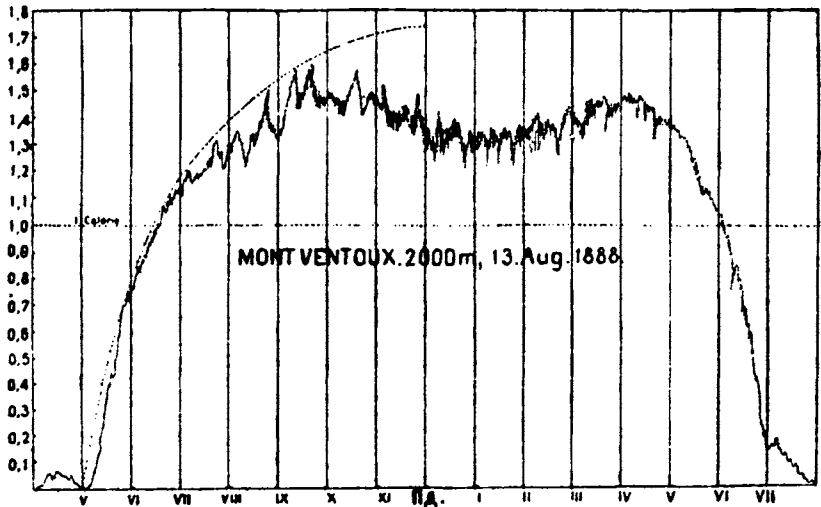
Результаты наблюденій. Дневные періоды. Разрабатывая актинометрическія записи, мы замѣчаемъ, что радіація претерпѣваетъ быстрыя измѣненія во времени. Мы уже раньше указали, что напряженіе солнечной радіаціи обнаруживаетъ постоянныя и весьма значительныя колебанія во времени. Характеръ этихъ колебаній можно видѣть на фиг. 83 и 84, представляющихъ копіи фотографіи, отиѣченныхъ актинографомъ Crova 13 августа 1888 года въ Монпелье (фиг. 83), на вершинѣ Mont-Ventoux на высотѣ 2000 метровъ (фиг. 84) и на вершинѣ Монблана на высотѣ 4100 м. (фиг. 85). Если установить два прибора рядомъ, то отиѣченныя ими кривыя будутъ имѣть почти тождественный видъ. Но кривыя, начерченныя двумя приборами, установленными на значительномъ разстояніи другъ отъ друга, совершенно различны, изъ чего необходимо заключить, что причины этихъ

¹⁾ Интересныя подробности изслѣдованій Егорова см. Журналъ Физико-Химическаго Общества. 1877 годъ. Т. IX.

мелких колебаній лежатъ не въ природѣ солнца, а имѣютъ теллурическое (земное), даже мѣстное, происхожденіе. Колебанія эти происходятъ исключительно отъ непрерывно измѣняющейся прозрачности слоевъ воздуха, черезъ которые проходятъ сол-

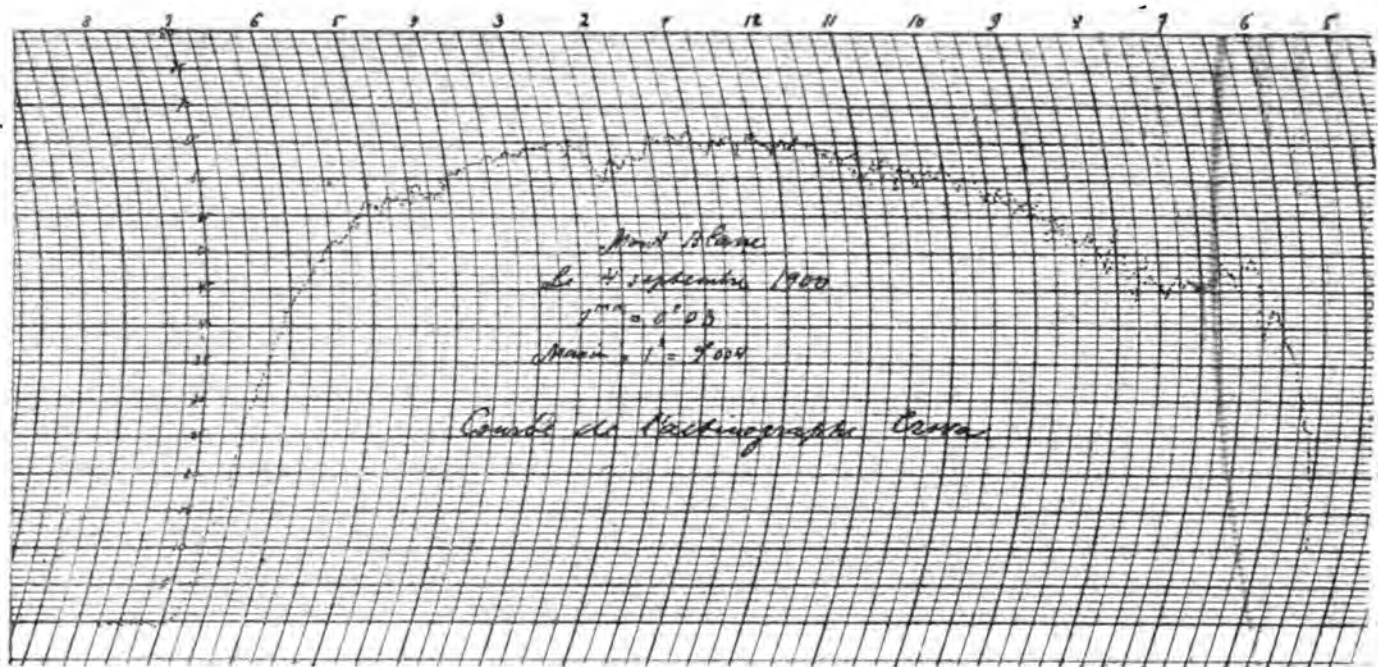


Фиг. 83.



Фиг. 84.

нечные лучи. Надъ нашимъ приборомъ, на пути солнечнаго луча, проносятся постоянно то болѣе влажныя, то болѣе сухія, то болѣе плотныя массы; на этомъ же пути, измѣняется содержаніе пыли.



Если это объяснение вѣрно, то на актинографѣ, установленномъ на значительной высотѣ, гдѣ воздухъ суше и болѣе свободенъ отъ пыли, подобныя пульсаціи должны быть менѣе значительны, какъ это и видно изъ сравненія фотোগраммъ Монпелье и Mont-Ventoux.

Въ ходѣ солнечной радіаціи существуетъ дневная и годовая періодичность: отъ восхода солнца солнечная радіація, въ ясный солнечный день, постепенно возрастаетъ, достигаетъ максимума и затѣмъ падаетъ къ заходу. Первоначальныя измѣренія показали, что максимумъ дневной радіаціи падаетъ на полдень. Чтобы выразить дневной ходъ радіаціи графически, нужно взять двѣ взаимно перпендикулярныя оси OX и OY ; на одной изъ нихъ отложить, напримѣръ, сантиметры, выражающіе часы (1, 2, 3, 4 часа пополудни и т. д.); затѣмъ, изъ точекъ дѣленія возставить перпендикуляры, на нихъ отложить длины, пропорціональныя солнечнымъ радіаціямъ, измѣреннымъ въ соответствующіе часы (принимая, напримѣръ, 0.1 калоріи = 1 сантиметру) и оконечности перпендикуляровъ соединить непрерывной кривой; кривая эта выразитъ ходъ дневной радіаціи. Первоначальныя наблюденія показали, что наивысшая точка кривой соответствуетъ полудню и обѣ вѣтви симметричны относительно полудня. Но дальнѣйшія изслѣдованія дали нѣсколько иные результаты¹⁾. Стога въ Монпелье нашли, что максимумъ, въ среднемъ, бываетъ до полудня. Болѣе детальныя наблюденія установили, что дневной ходъ радіаціи еще болѣе сложенъ: въ лѣтніе мѣсяцы, съ утра, радіація возрастаетъ до нѣкотораго максимума, имѣющаго мѣсто до полудня (10 — 11 часовъ); затѣмъ обнаруживается нѣкоторое пониженіе къ полудню; послѣ полудня начинается новое повышеніе до максимума (2—3 часа пополудни), послѣ котораго радіація непрерывно падаетъ къ вечеру. Кривая радіа-

¹⁾ До сихъ поръ мы говорили о количествѣ лучей, падающихъ въ единицу времени на поверхность, перпендикулярную къ солнечнымъ лучамъ. Чтобы опредѣлить количество радіаціи J_1 , получаемой однимъ квадратнымъ сантиметромъ *горизонтальной* поверхности, нужно, очевидно, измѣренную радіацію умножить на синусъ высоты солнца h надъ горизонтомъ, т. е.

$$J_1 = J \sin h.$$

Эту часть радіаціи будемъ называть вертикальной составляющей солнечной радіаціи.

ціи имѣть, слѣдовательно, два максимума, раздѣленныхъ слабымъ минимумомъ. Въ осенніе мѣсяцы максимумы сближаются и сглаживаются, а къ зимѣ сливаются, такъ что въ ясный, холодный, безоблачный день, обѣ вѣтви кривой (восходящая и нисходящая) симметричны относительно полудня и наивысшая ихъ точка падаетъ на полдень. Вотъ, на примѣръ, наблюденія Сгова въ Montpellier 15 іюля 1876 г.

5.1 ч. полноч.	0.45 калоріи	12.7 ч. полудн.	1.17 калоріи
5.9 » »	0.82 »	2.1 » »	1.18 »
6.4 » »	0.93 »	3.5 » »	1.12 »
7.5 » »	1.06 »	5.1 » »	0.86 »
7.9 » »	1.09 »	6.3 » »	0.70 »
10.4 » »	<u>1.21</u> »	6.8 » »	0.45 »

Савельевъ въ Кіевѣ нашелъ слѣдующія числа для среднихъ напряженій солнечныхъ лучей:

ВРЕМЯ ДНЯ.	Іюнь	Іюль	Августъ	Сентябрь	Октябрь
отъ 3 h 30 м. до 4 h 30 м. пв.	0.06	0.03			
» 4 h 30 » » 5 h 30 » »	27	39	0.09		
» 5 h 30 » » 6 h 30 » »	33	60	44	0.03	
» 6 h 30 » » 7 h 30 » »	35	66	71	27	0.03
» 7 h 30 » » 8 h 30 » »	36	68	70	40	13
» 8 h 30 » » 9 h 30 » »	39	76	75	53	18
» 9 h 30 » » 10 h 30 » »	<u>39</u>	77	<u>73</u>	56	22
» 10 h 30 » » 11 h 30 » »	<u>34</u>	78	73	<u>50</u>	28
» 11 h 30 » » 0 h 30 » »	36	<u>77</u>	72	45	<u>23</u>
» 0 h 30 » » 1 h 30 » пд.	42	64	74	41	25
» 1 h 30 » » 2 h 30 » »	41	<u>65</u>	73	40	24
» 2 h 30 » » 3 h 30 » »	42	<u>62</u>	72	33	26
» 3 h 30 » » 4 h 30 » »	42	57	72	32	<u>17</u>
» 4 h 30 » » 5 h 30 » »	43	66	75	27	04
» 5 h 30 » » 6 h 30 » »	39	65	50	04	
» 6 h 30 » » 7 h 30 » »	35	48	09		
» 7 h 30 » » 8 h 30 » »	08	02			

Вертикальныя ихъ составляющія помѣщены въ слѣдующей таблицѣ:

ВРЕМЯ ДНЯ.	Июнь	Июль	Августъ	Сентябрь	Октябрь
отъ 3 h 30 м. до 4 h 30 м. а м.					
» 4 h 30 » » 5 h 30 » » »	0.03	0.05			
» 5 h 30 » » 6 h 30 » » »	09	17	0.09		
» 6 h 30 » » 7 h 30 » » »	17	29	23	0.00	
» 7 h 30 » » 8 h 30 » » »	22	41	34	13	0.02
» 8 h 30 » » 9 h 30 » » »	26	53	46	24	06
» 9 h 30 » » 10 h 30 » » »	31	61	52	31	09
» 10 h 30 » » 11 h 30 » » »	30	66	58	31	13
» 11 h 30 » » 0 h 30 » » »	31	65	57	29	11
» 0 h 30 » » 1 h 30 » » »	36	54	56	25	12
» 1 h 30 » » 2 h 30 » » »	33	52	51	22	11
» 2 h 30 » » 3 h 30 » » »	30	45	46	15	08
» 3 h 30 » » 4 h 30 » » »	25	35	34	11	03
» 4 h 30 » » 5 h 30 » » »	21	29	25	05	
» 5 h 30 » » 6 h 30 » » »	12	18	10		
» 6 h 30 » » 7 h 30 » » »	04	06	01		
» 7 h 30 » » 8 h 30 » » »					

Изъ этихъ чиселъ видно, что въ Кіевѣ, въ лѣтніе мѣсяцы, тепловое напряженіе солнечныхъ лучей достигаетъ своего главнаго максимума между 9 и 11 часами утра, въ среднемъ, около 10 час.; потомъ напряженіе ослабѣваетъ до 4 часовъ пополудни, яновь нѣсколько усиливается къ 5 часамъ, достигая въ это время своего втораго максимума, и затѣмъ постепенно ослабѣваетъ до заката солнца. Болѣе правильны и ближе къ симметричности кривыя хода *вертикальной* составляющей теплового напряженія луча: здѣсь замѣчается одинъ только максимумъ въ среднемъ между 11 часами утра и полуднемъ. Въ общемъ, земля получаетъ до полудня лишь немного больше тепла, чѣмъ послѣ полудня.

Въ осенніе мѣсяцы вечерній максимумъ теплового напряженія солнечныхъ лучей уже не наблюдается; утренній же, остаю-

щійся единственнымъ, максимумъ значительно подвигается къ полудню и наблюдается около 11 ч. дня. Что касается суточного хода вертикальной составляющей теплого напряжения, то этотъ ходъ для осени почти таковъ же, какъ и лѣтомъ.

Въ отдѣльные ясные дни наблюдались слѣдующія наибольшія величины, средняго за 1 часъ, количества тепла, полученнаго кв. сант. горизонтальной поверхности въ 1 минуту, въ Киевѣ:

27 юля 1.04 калоріи въ полдень,
29 „ 1.02 „ „ „ „

Въ слѣдующей таблицѣ показаны среднія числа калорій для тѣхъ только часовъ, въ которые солнце не было закрыто облаками.

ВРЕМЯ ДНЯ.	Полное напряжение въ среднемъ за 3 мѣсяца.		Вертикальная составляющая.							Въ среднемъ за 3 мѣсяца.	
	Лѣтомъ	Осенью	Іюнь	Іюль	Августъ	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Лѣтомъ	Осенью	
отъ 4 h 30 м. до 5 h 30 м.	0.61		0.08	0.08						0.07	
» 5 h 30 » 6 h 30 »	82	0.15	26	25	0.10					22	
» 6 h 30 » 7 h 30 »	95	63	56	43	28	0.12				38	0 04
» 7 h 30 » 8 h 30 »	92	90	58	56	43	33	0.10			51	14
» 8 h 30 » 9 h 30 »	95	93	65	69	57	46	22	0.11		63	23
» 9 h 30 » 10 h 30 »	95	1.00	72	79	63	60	33	22		72	38
» 10 h 30 » 11 h 30 »	92	0.96	69	88	71	61	45	25		76	44
» 11 h 30 » 0 h 30 »	86	89	66	86	75	62	42	22		71	42
» 0 h 30 » 1 h 30 »	84	93	63	73	69	60	40	27		69	42
» 1 h 30 » 2 h 30 »	88	85	59	71	68	51	33	22		66	35
» 2 h 30 » 3 h 30 »	87	81	53	67	58	38	24	11		59	24
» 3 h 30 » 4 h 30 »	88	77	49	58	41	29	12			49	14
» 4 h 30 » 5 h 30 »	85	63	35	39	30	13				35	04
» 5 h 30 » 6 h 30 »	77	30	24	24	13					20	
» 6 h 30 » 7 h 30 »	91		10	12	09					10	

Изъ обозрѣнія этой таблицы видно, что наибольшаго напряжения солнечные лучи достигаютъ лѣтомъ и осенью около

10 час. утра; затѣмъ напряженіе ослабѣваетъ, имѣя свой минимумъ около 1 часа лѣтомъ и около полудня осенью, и, наконецъ, вновь достигаетъ своего максимума около 3 час. дня лѣтомъ и около 1 часа дня осенью; этотъ выводъ изъ непрерывныхъ 6-тимѣсячныхъ наблюденій какъ нельзя лучше подтверждаетъ выводы проф. Крова относительно минимума напряженія солнечныхъ лучей около полудня, и показываетъ, что явленіе это отнюдь нельзя приписать морскому климату Монпелье.

Если сравнить напряженія или ихъ вертикальныя составляющія до полудня и послѣ полудня, то не трудно видѣть, что лѣтомъ до полудня солнечные лучи приблизительно на 10% интенсивнѣе, чѣмъ послѣ полудня; осенью эта разница гораздо меньше и не превосходитъ 3%.

Ходъ радіаціи въ Одессѣ можно видѣть изъ слѣдующихъ опредѣленій М. С. Панченко, произведенныхъ при помощи переноснаго актинометра Стова въ 1890 году:

		3 іюля	14 іюля
9 ч.	3' утра	1.22	0.10
10 ч.	3'	1.35	1.05
11 ч.	3'	1.40	1.36
12 ч.	3' дня	1.41	1.35
1 ч.	3'	1.41	1.35
2 ч.	3'	1.36	1.35
3 ч.	3'	1.24	1.21
4 ч.	3'	1.13	0.90
5 ч.	3'	0.90	
6 ч.	3'	0.61	
7 ч.	3'	0.22	

Наибольшія напряженія солнечной радіаціи въ Одессѣ найдены слѣдующія:

Въ 12 ч. 3' пополудни	21 іюля 1890 года	1.42589	калоріи
» 12 ч. 3'	» 18 іюня 1891	» 1.42452	»
» 12 ч. 3'	» 13 іюля 1894	» 1.42869	»

Chistoni въ Моденѣ нашелъ maximum радіаціи 1.43 кал. 13 августа 1902 года въ 11 ч. 22 м. утра.

Наибольшее напряженіе въ полдень въ Montpellier—1.6 кал. На Mont-Ventoux—1.9 (въ сент.).

На основаніи отчета Westmann'a, максимальная величина

солнечнаго напряженія на Шпицбергенъ (80° с. ш.) равна 1.29 граммкалорій.

Савельевъ опредѣляетъ также количество калорій, полученныхъ въ Кіевѣ квадратнымъ сантиметромъ земной поверхности, въ теченіе всего дня.

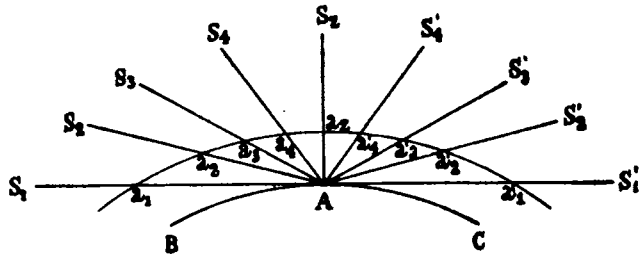
Числа мѣсяцевъ.	Число малыхъ калорій, полученныхъ ежедневно кв. сант. горизонт. поверхности земли.						Продолжительность сѣнія солнца въ часахъ.					
	Іюнь	Іюль	Августъ	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Іюнь	Іюль	Августъ	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь
1		502	305	?	138			15.3	9.3	?	9.1	
2		463	397	?	185			15.1	12.7	?	10.8	
3		341	449	?	70			11.8	14.4	?	3.5	
4	50	72	385	?		10	4.8	4.5	12.9	?		1.0
5	55	527	398	111	41		4.1	15.0	13.1	5.8	3.7	
6	133	495	386	13			5.4	13.0	11.0	1.2		
7	97	506	254				3.7	15.3	8.6			
8	92	248	382	78			5.2	6.3	11.4	4.0		
9	50	16	173				2.1	0.6	6.8			
10	64	35	45				4.2		2.0			
11	175	78	248				6.8	3.5	13.6			
12	414	406	278		32		12.1	13.7	12.0		2.0	
13	301	484	283				8.8	15.2	13.5			
14	219	433	113	25			7.1	15.0	7.6	1.0		
15	383	400	164	25			12.0	14.2	6.9	3.7		
16	17	314	177		161	9		14.3	8.7		8.5	1.4
17	21	382	371	257	38	2	2.0	14.7	10.9	8.8	2.8	0.3
18	442	482	425	163	5		12.3	15.0	13.2	5.2	0.3	
19	293	427	392	355			10.3	13.9	13.5	11.4		
20	413	418	374	302		77	10.9	13.3	13.5	8.9		5.5
21	154	283	323	304			5.6	10.6	12.4	11.7		
22	445	315	64	295	47		12.3	10.8	4.1	11.7	3.2	
23	328	74	209	290			10.3	3.3	4.3	11.5		
24	38	427	389	325	190		2.8	9.5	12.9	11.4	9.5	
25	81	338	255	276	194		3.6	6.9	11.7	11.3	9.3	
26	115	166	268	140		28	6.0	5.8	13.2	8.0		2.4
27	145	505	359	14	30		6.2	12.5	8.5	6.0	3.3	
28	160	506	229	101	154		6.2	12.3	12.8	5.0	9.3	
29	316	475	418	115			11.1	14.6	12.7	4.9		
30	388	233	439	103			16.3	5.5	12.8	5.8		
31		304	327		115			10.0	9.7		5.7	
среднее	199	345	296	127	45	4	7.2	10.3	10.6	5.1	2.6	0.4

Срова, изъ трехлѣтнихъ наблюдений (1883—85) въ Монпелье, нашелъ слѣдующее количество калорій, полученныхъ квадр. сантиметромъ горизонтальной земной поверхности:

зима . . .	7482 калорій
весна . . .	21281 >
лѣто . . .	28858 >
осень . . .	15605 >
годъ . . .	73226 >

Савельевъ, въ Кіевѣ, для лѣта (июнь—августъ) 1890 года, нашелъ 25841 кал. Почти такое же количество найдено Срова для 1886 года (26678 кал.).

Объясненіе дневного хода радіаціи. Дневной ходъ радіаціи объясняется неодинаковымъ поглощеніемъ солнечныхъ лучей въ атмосферѣ въ различные часы дня. Пусть (фиг. 86).



Фиг. 86.

BAC —земная поверхность,
 S_1AS_1' —горизонтъ мѣста наблюденія A ,
 $a_1a_2a_1'$ —метеорологическій предѣлъ атмосферы,
 S_z —зенитъ мѣста наблюденія.

Когда солнце находится въ зенитѣ, то лучи его, прежде чѣмъ достигнуть мѣста наблюденія A , должны пройти черезъ толщу атмосферы Aa_2 . По мѣрѣ уменьшенія высоты солнца надъ горизонтомъ, масса атмосферы, лежащая на пути луча, постепенно увеличивается (Aa_1 , Aa_3 , Aa_2 , Aa_1); вслѣдствіе этого, увеличивается поглощеніе и ослабѣваетъ радіація. Если бы атмосфера была совершенно однородна или состояла изъ одно-

родныхъ концентрическихъ слоевъ, то поглощеніе обуславливалось бы исключительно высотой солнца надъ горизонтомъ, т. е. часами дня; напряженія въ часы дня, равно отстоящіе отъ полудня, были бы одинаковы и вся кривая дневного хода радіаціи была бы симметрична относительно полудня, съ однимъ максимумомъ въ полдень. Но атмосфера неоднородна: въ ней постоянно находится переменное количество паровъ и пыли; поэтому, поглощеніе лучей во всей ея толщѣ, а слѣдовательно, и напряженіе солнечной радіаціи, перестаетъ быть симметричнымъ относительно полудня, и максимумъ не совпадаетъ съ прохожденіемъ солнца черезъ меридіанъ. Съ утра, высота солнца возрастаетъ, масса атмосферы, лежащей на пути солнечнаго луча, постепенно уменьшается, и напряженіе радіаціи увеличивается. Но, съ другой стороны, по мѣрѣ поднятія солнца надъ горизонтомъ, возрастаетъ количество паровъ въ атмосферѣ. Хотя въ полдень путь солнечныхъ лучей наиболее коротокъ, но лучи, на этомъ пути, встрѣчаютъ больше паровъ, чѣмъ до полудня; пары увеличиваютъ поглощательную способность воздуха и, въ общемъ, въ полудню можетъ наступить ослабленіе радіаціи. Послѣ полудни, мало по малу, ослабѣваютъ восходящіе токи, поднимающіе вверхъ водяные пары и радіаціа вновь можетъ возрасти до второго максимума. Но, къ осени и къ зимѣ, полуденная депрессія выравнивается и зимою мы имѣемъ кривую радіаціи съ однимъ только максимумомъ. Въ ясный, зимній, безоблачный день кривая радіаціи выражается кривой, симметричной относительно полудни, какъ это видно изъ наблюденій Савельева въ Кіевѣ. Нужно замѣтить, что масса атмосферы не можетъ быть измѣрена арифметически длиной линій $Aa_1 \dots Aa_n$. Масса эта измѣряется болѣе сложной функцией. Ламбертъ далъ, для измѣренія массы атмосферы пройденной лучемъ, слѣдующую формулу

$$m = \sqrt{h^2 + 2rh + r^2 \cos^2 z} - r \cos z,$$

гдѣ h —высота атмосферы, принятая за единицу,
 > r —радіусъ земли,
 > z —зенитальное разстояніе солнца въ моментъ наблюденія.

Другіе изслѣдователи пользуются формулой:

$$m = m_0 \sec z,$$

гдѣ z имѣеть только что указанное значеніе, а m_0 — масса атмосферы по вертикальному направленію ¹⁾).

Годовой ходъ радіаціи. Въ явленіи солнечной радіаціи долженъ существовать также *юдовой* ходъ. Въ различные времена года полуденныя высоты солнца различны; продолжительность пребыванія солнца надъ горизонтомъ также измѣняется отъ лѣта къ зимѣ. *Годичный* періодъ хода можетъ выразиться, поэтому, измѣненіемъ въ полуденномъ напряженіи солнечныхъ лучей, а также въ увеличеніи общей дневной суммы радіаціи отъ зимы къ лѣту. Въ полуденныя часы зимою солнце ниже, чѣмъ лѣтомъ; но въ зимніе мѣсяцы въ атмосферѣ содержится меньше паровъ, чѣмъ лѣтомъ; а поэтому, а priori можно сказать, что полуденныя напряженія радіаціи не должны особенно разниться другъ отъ друга. И действительно, изъ 11-лѣтнихъ наблюденій Стова въ Монпелье:

январь . . .	1.03	іюль . . .	1.11
февраль . . .	1.06	августъ . . .	1.07
мартъ . . .	1.10	сентябрь . . .	1.08
апрѣль . . .	1.12	октябрь . . .	1.04
май	1.16	ноябрь . . .	1.05
іюнь	1.11	декабрь . . .	0.98
годъ	1.08.		

¹⁾ Формулу $m = m_0 \sec \theta$ можно обосновать теоретически. Положимъ, что атмосфера раздѣлена на безконечно тонкіе слои, параллельные земной поверхности; пусть dm будетъ масса безконечно тонкаго слоя воздуха по нормальному направленію; тогда лучъ, наклонный подъ угломъ θ , пройдетъ массу $dm \sec \theta$, масса, проходящая вертикальнымъ лучемъ черезъ всю толщю атмосферы будетъ m , а масса m' , проходящая наклонно лучемъ:

$$m' = \int^m \sec \theta dm.$$

Уголъ θ на земной поверхности очевидно равенъ зенитному расстоянію z , следовательно,

$$m' = m \sec z.$$

На практикѣ это выраженіе вполне достаточно для зенитныхъ расстояній отъ 0° до 70° . Вычисленныя по этимъ формуламъ массы имѣють слѣдующія значенія:

высота солнца . . .	0°	5°	10°	20°	30°	50°	70°	90°
масса воздуха, пройденная лучомъ.	35.5	10.2	5.56	2.90	1.99	1.31	1.06	1.00

Пятилѣтнія наблюденія въ Павловскѣ:

январь	0.94	іюль	1.25
февраль	1.13	августъ	1.22
мартъ	1.29	сентябрь	1.28
апрѣль	1.36	октябрь	1.14
май	1.30	ноябрь	1.02
іюнь	1.28	декабрь	0.85
годъ	1.17.		

амѣчательно, что *юдовой* ходъ обнаруживаетъ тѣ же черты, что и дневной ходъ, т. е. два слабыхъ максимума: одинъ до лѣтняго солнцестоянія (апрѣль и май) и другой слабѣе—послѣ лѣтняго солнцестоянія (сентябрь). Въ отдѣльные годы возможны колебанія въ болѣе широкихъ предѣлахъ; напримѣръ, въ Кіевѣ въ 1888 году максимумъ (1.37 кал.) былъ въ началѣ марта, а минимумъ (1.13 кал.) въ концѣ ноября. Іюльскій слабый минимумъ, въ среднихъ числахъ мѣсяца, объясняется увеличеніемъ количества паровъ въ воздухѣ подъ вліяніемъ высокихъ температуръ и сильныхъ восходящихъ токовъ.

Общая сумма тепла, получаемого въ теченіе всего года однимъ квадратнымъ сантиметромъ поверхности, выражается слѣдующими числами:

	нормально	на горизонт. пов.
Кіевъ	—	60745 граммокал.
Варшава ¹⁾	86350	50920 »
Монпелье	—	71820 »
Treurenberg-Bay (79°55' с. ш.)	53610	16820 »

Измѣненіе радіаціи съ высотой. Если, съ актинометромъ въ рукахъ, мы будемъ подниматься надъ земной поверхностью, то толщина поглощающаго слоя, остающагося у насъ надъ головою, будетъ постепенно уменьшаться, а слѣдовательно, напряженіе радіаціи должно увеличиваться. Это возрастаніе радіаціи съ высотой, съ качественной стороны, давно извѣстно. При од-

¹⁾ Gorczyński. Sur les sommes de la chaleur pour Varsovie, Treurenberg et Montpellier. Montpellier. 1906.

номъ изъ поднятій на гору Whitney (3544 метра), вода, находившаяся въ вычерненномъ мѣдномъ сосудѣ, закрытомъ двумя пластинками стекла, закипѣла, въ то время, какъ кругомъ господствовала весьма низкая температура. Въ настоящее время имѣются многочисленныя наблюденія на горахъ. Наблюденія Violle'я 16 августа 1875 года въ 10 ч. 22' утра:

вершина Монблана	4.810 метровъ	2.392	калорій
Боссовскій глетчеръ	<u>1.200</u> »	<u>2.022</u>	»
разность	3.610 »	0.370	»
уменьшеніе на 1000 метровъ		0.103	»
19 авг. 1896 года (Crova и Houdaille):			
Grands-mulets	3.020 метровъ	1.497	»
Chamounix	<u>1.050</u> »	<u>1.242</u>	»
разность	1.970 »	0.255	»
уменьшеніе на 1000 метровъ		0.129	»

Angström нашель слѣдующія числа при различныхъ толщинахъ атмосферы:

толщина слоя	1	2	3	4	5	6
Guimar (360 метровъ)	1.39	1.17	1.03	1.92	0.82	0.73
le Canada. (2125 метровъ)	1.51	1.33	1.20	1.09	1.00	—
Pic de Teneriffa. (3683 метра)	1.54	1.37	1.24	1.14	1.05	0.97

	Средн.	Max.
Vallot на вершинѣ Монблана (4810 м.) нашель	1.437	1.56
въ Chamounix (<u>1050</u>) »	<u>1.172</u>	1.33
разность	3760	0.265

Въ июнѣ и июлѣ 1902 года были произведены F. Exner'омъ наблюденія на Sonnblick'ѣ при помощи прибора Angström'a. Изъ этихъ наблюденій получены слѣдующія среднія числа для отдѣльныхъ часовъ:

7	8	9	10	11	12	1	2	3	4	5	6	7
1.32	1.44	1.52	1.57	1.60	1.59	1.56	1.54	1.48	1.46	1.36	1.24	0.98

Максимумъ лежитъ между 11 и 12 часами. Интересно сравнить наблюдения на Sonnblick'ъ (3106 м.) и наблюдения на Teneriff'ъ (3252 м.)¹⁾:

высота солнца	Sonnblick (бар. 510 мм.) толщ. слоя	Teneriffa (бар. 518 мм.) толщ. слоя	Разн.
10°	1.10	1.156	0.08
20	1.28	1.370	0.09
30	1.39	1.468	0.08
40	1.47	1.527	0.08
50	1.53	1.565	0.04
60	1.58	1.583	0.00
70	1.60	1.595	0.00

Rizzo, въ сентябрь 1897 года, на Monte Rosa:

Место наблюдения	Monpranero	Trusco	Casa d'Asti	Roccia Melone
высота въ метрахъ.	501	1722	2834	3537
радіація	1.61	1.98	2.09	2.13
давление воздуха въ мм.	722	622	544	499
разность крайнихъ высотъ	3036 метровъ			
» » радиаций	0.52 калоріи			
уменьшеніе на 1000 метровъ	0.17 »			

Станкевичъ²⁾, на Памиръ въ іюнь 1900 года, на высотѣ 4200—4600 метровъ, нашелъ въ полдень 2.0 калоріи.

Въ заключеніе, приведемъ числа, показывающія максимумъ радиации около полудня:

Сар Норг.	55°31' ю. ш.	1.47 мал. кол. (январь)
Teneriffa	28°00' с. ш.	1.42 » » (іюль)
Montpellier	43°36' » »	1.60 » » (августъ)
Кіевъ	50°24' » »	1.39 » » (май)
Hald	56°23' » »	1.32 » » (іюль)
Екатеринбургъ.	56°50' » »	1.58 » » (апрѣль)
Павловскъ	59°41' » »	1.44 » » (апрѣль)
Upsala.	59°51' » »	1.36 » » (іюль)
Treugenberg	79°55' » »	1.29 » » (іюль).

¹⁾ Meteor. Zeitschrift. 1903, S. 409—410.

²⁾ Станкевичъ. Актинометрическія наблюденія на Памиръ лѣтомъ 1900 года. Варшава. 1902.

Методы опредѣленія солнечной постоянной. Какъ велика *солнечная постоянная*, т. е. какъ велико то количество энергій, которое солнце посылаетъ въ 1 минуту на каждый квадратный сантиметръ нормальной къ лучамъ поверхности на *границѣ атмосферы*? Къ приближительному рѣшенію этихъ вопросовъ можно подойти двумя путями. Извѣстно, что поглощеніе солнечной радіаціи происходитъ, главнымъ образомъ, въ низшихъ слояхъ земной атмосферы, такъ какъ главной поглощающей и рассеивающей средой являются водяные пары и пыль. Въ виду этого, если мы произведемъ одновременныя актиметрическія наблюденія у земной поверхности и на значительной высотѣ, то разность одновременныхъ отсчетовъ дастъ намъ количество энергій, поглощенной въ слое воздуха, лежащемъ между верхней и нижней станціей. Полученное число дастъ намъ низшій предѣлъ искомага поглощенія. Конечно, это опредѣленіе будетъ только приближительное и тѣмъ ближе къ истинному, чѣмъ выше выдвинута верхняя станція. Опредѣленія на воздушныхъ шарахъ могли бы дать лучшіе результаты. Другой способъ основанъ на экстраполяціи эмпирическихъ формулъ.

Сущность экстраполяціи. Въ наблюдательныхъ наукахъ нерѣдко приходится имѣть дѣло съ двумя рядами факторовъ или съ двумя рядами явленій, связанныхъ между собою функционально. Каждое изъ чиселъ, выражающихъ первый рядъ, зависитъ отъ соответствующаго числа второго ряда; напримѣръ, упругость насыщенныхъ водяныхъ паровъ зависитъ отъ температуры (упругость паровъ есть функція температуры) или температура почвы на различныхъ глубинахъ, лежащихъ ниже слоя постоянной температуры, зависитъ отъ глубины и т. под. Но истинная форма зависимости намъ неизвѣстна. Въ этихъ случаяхъ подыскиваютъ такую формулу, которая бы давала результаты, наиболѣе близкіе къ дѣйствительнымъ. Остается только изъ наблюденій вычислить ея постоянные коэффициенты. Остановимся на частномъ примѣрѣ. Въ буровой скважинѣ, въ Шперембергѣ близъ Берлина, на различныхъ глубинахъ найдены слѣдующія температуры:

глубина	температура по R.
700 футовъ	17°.275
900 »	18.780

глубина	температура по R.
1100 футовъ	21°.147
1300 „	21.510
1500 „	23.277
1700 „	24.741
1900 „	26.504
2100 „	28.668
3390 „	37.238.

Было предложено нѣсколько эмпирическихъ формулъ для аналитическаго выраженія этого ряда. Если черезъ h обозначимъ какую-нибудь глубину, а черезъ T —температуру почвы на глубинѣ h , то Dupker выражаетъ зависимость между T и h слѣдующей формулой:

$$T = a + bh + ch^2.$$

Позже онъ далъ этой формулѣ другой видъ:

$$T = A + B(h - 700) + C(h - 700)^2, \quad (1)$$

гдѣ a , b , c , A , B , C должны быть вычислены изъ наблюдений. Тѣ же температуры могутъ быть выражены по Heingich'у другой формулой:

$$T = a + bh.$$

По примѣненію къ Шперембергскимъ наблюдениямъ, эти формулы принимаютъ слѣдующій видъ ¹⁾:

$$T = 17.503 + 0.006691607(h - 700) - 0.000000786607(h - 700)^2$$

$$T = 12.273 + 0.00744925 h,$$

гдѣ h —глубина въ футахъ.

¹⁾ Для вычисленія этихъ постоянныхъ, рассуждаемъ слѣдующимъ образомъ. Формула (1) должна быть справедлива для каждой пары наблюдений а потому, если въ формулу эту, вмѣсто h , вставимъ извѣстныя глубины, а вмѣсто T —соответствующія этимъ глубинамъ температуры, то уравненіе (1) будетъ удовлетворено. Такимъ образомъ получимъ столько уравненій, сколько сдѣлано наблюдений. Въ данномъ случаѣ, получимъ 9 уравненій съ тремя неизвѣстными A , B и C . Теорія вѣроятностей даетъ общій приемъ для рѣшенія подобныхъ уравненій въ томъ случаѣ, когда число уравненій превышаетъ число неизвѣстныхъ. Приведемъ здѣсь только самый приемъ рѣшенія подоб-

Полученную, такимъ образомъ, эмпирическую формулу можно разсматривать какъ приближительное *аналитическое* выраженіе закона повышенія температуры съ глубиною. Помощью этой формулы можно вычислить всѣ промежуточные значенія явленія, для которыхъ не были найдены непосредственныя значенія изъ наблюдений. Напримѣръ, въ данномъ случаѣ, мы можемъ опредѣлить температуру черезъ каждый метръ или черезъ каждые 10 метровъ и т. д. Если формула выбрана удачно, то разность между вычисленной и непосредственно наблюдаемой величиной не должна превышать известнаго предѣла. Напримѣръ, въ данномъ примѣрѣ, получаютъ слѣдующія температуры на различныхъ глубинахъ:

№	Глубина	Наблюдено	Вычислено по формулѣ Dunker'a.	Вычислено по формулѣ Heinrich'a.
1	700	17° 275	17° 275	17° 487
2	900	18° 780	18° 866	18° 977
3	1100	21° 147	20° 440	20° 467
4	1300	21° 510	21° 998	21° 957
5	1500	23° 277	23° 540	23° 446
6	1700	24° 741	25° 066	24° 936
7	1900	26° 504	26° 575	26° 426
8	2100	28° 668	28° 069	27° 916
9	3390	37° 238	37° 309	37° 525

ной задачи. Для этого нужно каждое изъ уравненій умножить на коэффициентъ, стоящій у перваго неизвестнаго въ этомъ уравненіи, и всѣ уравненія сложить. Получимъ первое нормальное уравненіе съ тремя неизвестными A , B и C . Затѣмъ каждое уравненіе умножить на коэффициентъ, стоящій у втораго неизвестнаго въ этомъ уравненіи, и всѣ уравненія сложить; получимъ второе нормальное уравненіе съ теми же неизвестными A , B и C и т. д. Въ данномъ случаѣ составимъ три нормальныхъ уравненія съ тремя неизвестными, изъ которыхъ вычислимъ три неизвестныя A , B и C . Выполняя на самомъ дѣлѣ всѣ указанныя дѣйствія, найдемъ искомыя значенія для A , B и C .

При этомъ, необходимо имѣть въ виду, что всякая эмпирическая формула годится только въ тѣхъ предѣлахъ, въ которыхъ были произведены непосредственные наблюденія, послужившія основаніемъ для вычисленія постоянныхъ коэффициентовъ. Въ данномъ случаѣ, по формуламъ Dupker'a и Heingich'a, можно вычислять температуры для глубинъ, не превышающихъ глубины Шперембергской скважины, т. е. 3390 футовъ. Но иногда примѣняютъ эмпирическія формулы за предѣлы ихъ годности. Такое примѣненіе называется *экстраполяціей* формулы. Если мы, по формулѣ (1), станемъ вычислять температуры на глубинахъ 5000, 8000 и болѣе футовъ, то будемъ *экстраполировать* нашу формулу. Нетрудно показать, что къ результатамъ экстраполяціи нужно относиться съ величайшей осторожностью. И дѣйствительно, если станемъ экстраполировать наши формулы и найдемъ температуры на глубинахъ, превышающихъ 3390 футовъ, то получимъ результаты совершенно расходящіеся. По формулѣ Heingich'a, температура съ глубиною непрерывно возрастаетъ. Между тѣмъ, по формулѣ Dupker'a, температура съ глубиною первоначально возрастаетъ; на нѣкоторой глубинѣ она достигаетъ максимума, а затѣмъ, падаетъ до нуля, а далѣе переходитъ въ отрицательную сторону шкалы. Сущность экстраполяціи можно себѣ представить геометрически слѣдующимъ образомъ: по данному небольшому куску кривой требуется найти графически ея продолженіе. Если данный кусокъ кривой невеликъ, то, на этомъ небольшомъ протяженіи, наша кривая можетъ сливаться съ дугою многихъ другихъ кривыхъ (круга, параболы и т. под.); но, при дальнѣйшемъ своемъ ходѣ, эти кривыя разойдутся. Очевидно, что чѣмъ короче данный кусокъ, тѣмъ труднѣе найти истинное его продолженіе, тѣмъ ненадежнѣе, слѣдовательно, результаты экстраполяціи. Солнечная постоянная можетъ быть опредѣлена только путемъ *экстраполяціи*.

Формулы Вугера и Віолля. Мы уже сказали, что напряженіе солнечной радіаціи измѣняется въ различные часы дня въ зависимости отъ массы атмосферы, пройденной лучами. Пусть напряженія радіаціи въ различные часы дня будутъ J_1, J_2, J_3 , а соответствующія массы атмосферы, пройденныя лучами, въ тѣ же часы— m_1, m_2, m_3 . Эти два ряда чиселъ можно связать формулой. Чаще всего примѣняется формула Bouguer'a. Если напряженіе радіаціи въ извѣстный моментъ равно J , а соответ-

ствующая этому моменту масса атмосферы, пройденная лучами, равна m , то

$$J = Ar^m,$$

гдѣ A и r —постоянныя величины, которыя должны быть найдены изъ наблюдений¹⁾. Постоянныя A и r въ формулѣ Bouguer'a имѣютъ опредѣленный физическій смыслъ. Будемъ постепенно уменьшать массу m и сдѣлаемъ ее, наконецъ, равной нулю, тогда $J = A$, т. е. A есть то количество тепла, которое посылаетъ солнце на каждый квадратный сантиметръ поверхности въ одну минуту на *границѣ* атмосферы. Число A называютъ солнечной постоянной. Чтобы дать физическое толкованіе постоянной r , примемъ за единицу массу атмосферы по вертикальному направленію и будемъ давать числу r различныя значенія $r = 1, 2, 3, 4, \dots$; тогда

$$J = Ar^1, Ar^2, Ar^3, Ar^4, \dots;$$

¹⁾ Формула эта вытекаетъ изъ слѣдующаго положенія Bouguer'a: элементарный слой воздуха поглощаетъ количество энергіи, пропорціональное массѣ проходящаго слоя и величинѣ самаго напряженія. Если напряженіе луча J , масса атмосферы— m , а нѣкоторый постоянный коэффициентъ α , то

$$\begin{aligned} dJ &= -\alpha J dm \\ \int \frac{dJ}{J} &= -\alpha \int dm \\ \log J &= -\alpha m + \log A \\ J &= A e^{-\alpha m}, \end{aligned}$$

гдѣ m есть масса атмосферы по вертикальному направленію отъ предѣловъ ея до данной высоты. У предѣловъ атмосферы $m = 0$ и

$$J = A_0.$$

Если солнце находится не въ зенитѣ, а на разстояніи z отъ зенита, то m переходитъ въ $m \text{Sec } z$

$$\text{и } J = A_0 e^{-\alpha m \text{Sec } z};$$

$$\begin{aligned} \text{обозначя } e^{-\alpha} &= p, \\ J &= A_0 p^{m \text{Sec } z}, \end{aligned}$$

т. е. формула Bouguer'a.

изъ чего видно, что постоянная p есть коэффициентъ проходимости или прозрачности лучей при прохожденіи ихъ чрезъ слой равный единицѣ (т. е. число, показывающее, какая часть солнечной энергіи проходитъ, по вертикальному направленію, чрезъ всю толщѣ атмосферы). Отсюда видно, что, для рѣшенія поставленной выше задачи о поглощеніи лучей во всей толщѣ атмосферы, нужно, въ возможно ясные, спокойные и безоблачные дни, опредѣлять радіаціи J_1, J_2, J_3, \dots , при различныхъ высотахъ солнца надъ горизонтомъ, т. е. при различномъ значеніи массъ воздуха, пройденныхъ солнечными лучами. Изъ ряда этихъ наблюденій, по способу наименьшихъ квадратовъ, вычисляють постоянныя A и p . Чѣмъ воздухъ свободнѣе отъ факторовъ, вносящихъ различныя пертурбаціи въ ходъ поглощенія, тѣмъ наблюденія будутъ надежнѣе. Въ виду этого, огромное значеніе, для точнаго опредѣленія A и p , имѣють наблюденія на горахъ и на воздушныхъ шарахъ, такъ какъ на высотѣ воздухъ свободнѣе отъ водяныхъ паровъ и пыли, вносящихъ указанныя пертурбаціи. Хорошіе результаты могутъ также дать наблюденія, въ зимніе мѣсяцы, въ Сибири, гдѣ воздухъ бѣденъ водяными парами и весьма прозраченъ. Pouillet изъ своихъ наблюденій нашелъ, что

$$J = 1.76(0.75)^p,$$

а слѣдовательно, солнечная постоянная равна 1.76 калорій, а коэффициентъ прозрачности 0.75, т. е. изъ пучка, пришедшаго на границу атмосферы, по вертикальному направленію проходитъ 75%, а 25% теряется въ атмосферѣ. Дальнѣйшія наблюденія дали для солнечной постоянной числа, отличающіяся отъ числа Pouillet. Кромѣ того, формула Bouguer'a оказалась недостаточной. Формула эта предполагаетъ нѣкоторое среднее или нормальное метеорологическое состояніе атмосферы; между тѣмъ, поглощеніе въ атмосферѣ, очевидно, зависитъ отъ давленія, содержанія паровъ и т. под. Въ виду этого, Violle вводитъ въ формулу членъ, зависящій отъ состоянія метеорологическихъ факторовъ въ моментъ наблюденія, и даетъ ей слѣдующій видъ:

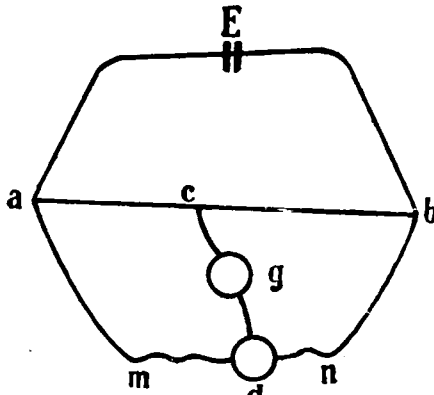
$$J = Ap \frac{H + (h - h_1)kf}{760} m$$

гдѣ H —давленіе воздуха,
 › h —предѣльная высота распространенія паровъ,
 › h_1 —высота точки наблюденія,
 › k —постоянный коэффициентъ (по Violle'ю $k=0.48$),
 › f —средняя упругость водяныхъ паровъ въ слое $h-h_1$
 (по Violle'ю $h-h_1=4810$).

Существуютъ еще и другія формулы. Но всѣ эти формулы допускаютъ, что изслѣдуемый пучекъ радіаціи однороденъ или, по крайней мѣрѣ, всѣ лучи, входящіе въ составъ его, имѣютъ одинаковый коэффициентъ прозрачности p . На самомъ же дѣлѣ, атмосфера наша обладаетъ *избирательной* поглощательной способностью. Лучи различныхъ преломляемостей поглощаются неодинаково; въ виду этого, мы будемъ ближе къ истинѣ, если формулѣ Bouguer'a дадимъ слѣдующій видъ:

$$J = A_1 p_1^m + A_2 p_2^m + A_3 p_3^m + \dots = \Sigma A p^m,$$

гдѣ p_1, p_2, p_3, \dots коэффициенты прозрачности лучей различной преломляемости. Конечно, рѣшеніе вопроса, въ самомъ общемъ видѣ, невозможно; тѣмъ не менѣе, значительные успѣхи сдѣланы и въ этомъ направленіи. Чтобы опредѣлить p_1, p_2, p_3, p_4 для различныхъ преломляемостей, необходимо было имѣть приборъ, помощью котораго можно было бы наблюдать напряженіе не



Фиг. 87.

всей совокупности солнечнаго пучка, а отдѣльныхъ его составныхъ частей. Такой приборъ названъ болометромъ. Ограничимся здѣсь лишь указаніемъ идеи, лежащей въ основѣ болометра¹⁾. Въ физикѣ доказывается важная теорема, относящаяся къ одному частному случаю развѣтвленія токовъ, извѣстнаго подъ названіемъ моста Whytston'a. Этотъ случай представленъ схематически на фиг. 87.

¹⁾ S. P. Langley. Researches on solar heat. Chap. XI, p. 129.

E представляет батарею, отъ которой идутъ проволоки, развѣтвляющіяся въ точкахъ *a* и *b* такъ, что точки эти оказываются соединенными двумя проволоками *acb* и *adb*. Двѣ точки *c* и *d* этихъ двухъ проволокъ соединены проволокою *cd*, въ которую включенъ чувствительный гальванометръ *g*; она то и называется мостомъ. Обозначимъ символами (*ac*), (*cb*), (*ad*), (*db*) сопротивленія четырехъ, такъ называемыхъ, «вѣтвей» *ac*, *cb*, *ad* и *db*. Теорія показываетъ, что сила тока въ мостъ равна нулю, когда четыре сопротивленія вѣтвей удовлетворяютъ условію:

$$(ac) : (cb) = (ad) : (db). \quad (2)$$

Болометръ представляетъ весьма тонкую вычерненную металлическую проволоку или полоску, введенную въ одну изъ вѣтвей моста Витстона и помѣщаемую на пути потока лучистой энергіи. Положимъ, что сначала лучи не падаютъ на болометръ, и что сопротивленія вѣтвей выбраны такъ, чтобы пропорціи (2) была удовлетворена; тогда гальванометръ *g* указываетъ на отсутствіе тока въ мостѣ. Если теперь дать лучамъ доступъ къ болометру, то его вычерненная поверхность поглотитъ падающую на нее лучистую энергію, вслѣдствіе чего тонкая проволочка или полоска нагрѣется. При нагрѣваніи увеличится сопротивленіе ея, т. е. одинъ изъ четырехъ членовъ пропорціи (2) возрастетъ; сопротивленія четырехъ вѣтвей перестаютъ, слѣд., удовлетворять этой пропорціи, а потому, сила тока въ мостѣ уже не будетъ равна нулю, и въ гальванометрѣ *g* обнаружится отклоненіе магнитной стрѣлки, величина котораго послужитъ мѣрою измѣненія сопротивленія болометра, т. е. мѣрою его нагрѣванія, а слѣд., и той лучистой энергіи, потокъ которой падалъ на болометръ.

Величина солнечной постоянной. Активметрическія наблюденія, произведенныя до настоящаго времени, дали слѣдующія значенія для солнечной постоянной:

Pouillet (Парижъ).	1.5—1.76	калоріи въ 1 мин.
Violle (Монбланъ).	2.5	» » » »
Rizzo (Сицилія).	2.5 (1.63—2.75)	» » » »
Langley (Mount Whitney).	3.0 (2.5—4.0)	» » » »
Савельевъ (Кіевъ).	2.81—3.4	» » » »

Bartoli и Straciani	2.4—2.6	калоріи въ 1 мин.
Crova (Монпелье)	2.2 (1.8—2.7)	» » » »
Crova и Houdaille (Mont-Ven- toux).	2.4 (1.97—2.9)	» » » »
Ганскій (Монбланъ)	3.0—3.4	» » » »
Angström	2.76	» » » »

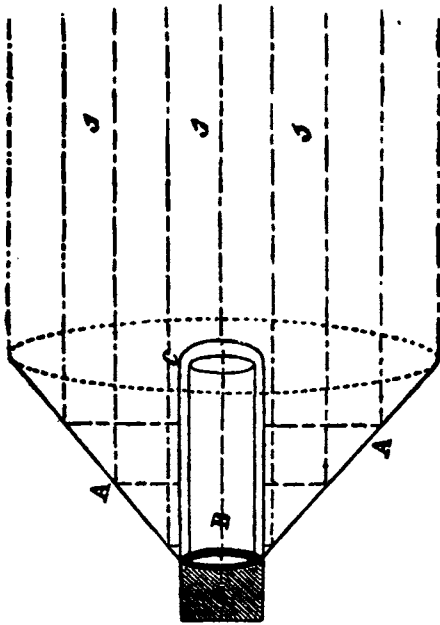
Наиболѣе вѣроятной величиной солнечной постоянной, въ настоящее время, можно считать 3.0 калоріи.

Поглощеніе и разсвѣніе въ атмосферѣ. БолOMETрическія наблюденія Langley'я дали возможность произвести весьма интересные изслѣдованія надъ прозрачностью атмосферы для лучей различной длины волнъ. Изъ наблюденій обнаружилось, какъ мы уже видѣли (см. стр. 263), что въ атмосферѣ нашей, путемъ разсвѣнія, ослабляются сильнѣе лучи большей преломляемости, а путемъ поглощенія—болѣе длинныя волны. Поглощающей средой являются водяные пары и углекислота. Что касается распредѣленія энергіи въ солнечномъ спектрѣ, то, по изысканіямъ Langley, максимумъ теплоты въ нормальномъ солнечномъ спектрѣ, при достиженіи лучей земной поверхности въ полдень, находится вблизи желтаго цвѣта, такъ что тепловой и свѣтовой максимумы почти совпадаютъ. Задержанная въ атмосферѣ солнечная энергія частью теряется въ междупланетное пространство, частью остается въ атмосферѣ и служатъ также источникомъ энергіи для земной поверхности (лучеиспусканіе атмосферы или освѣщеніе свода—свѣтовое и тепловое). Clausius, изслѣдуя этотъ вопросъ теоретически, нашелъ, что, если считать коэффициентъ прозрачности равнымъ 0.75 и принять за единицу напряженіе свѣта на границѣ атмосферы, то количество радіаціи солнечной и разсвѣнной выразится слѣдующими числами (на горизонтальную поверхность):

высота солнца надъ горизонтомъ . . .	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°
количество солнечна- го свѣта (a) . .	0.03	0.15	0.28	0.41	0.52	0.62	0.69
количество разсвѣн- наго свѣта (b) . .	0.07	0.11	0.14	0.16	0.17	0.18	0.18
(a+b)	0.10	0.26	0.42	0.57	0.69	0.80	0.87

Слѣдовательно, при высотѣ солнца въ 30° , 67% свѣта доставляется солнцемъ непосредственно и 33% разсѣяніемъ свѣта. Если же допустимъ, что коэффициентъ прозрачности равенъ 0.6, то, при высотѣ солнца въ 30° , солнце доставляетъ 56% , разсѣянный свѣтъ — 44% . Того же порядка числа получены помощью фотометрическихъ изслѣдованій, произведенныхъ Langley на Аллегансахъ. Весьма вѣроятно, что и тепловое разсѣянное лучеиспусканіе также довольно значительно; слѣдовательно, разсѣянная энергія атмосферы должна играть значительную роль въ жизни нашей планеты.

Непосредственная утилизація солнечной энергіи. Были сдѣланы попытки непосредственно воспользоваться тепловой энергіей солнечныхъ лучей и, съ этой цѣлью, устроены инсоляторы. Приборы эти состоятъ изъ параболическаго зеркала *AA*,



Фиг. 88.

(Фиг. 88), по оси котораго установленъ металлическій котелъ *B*, защищенный стеклянной оболочкой *C*. Зеркало ориентируютъ такъ, чтобы солнечные лучи *SSS* падали параллельно оси зеркала *SB*. Отраженные лучи падаютъ на стѣнки котла *B*, въ которомъ находится, напр, перегоняемая жидкость ¹⁾.

Гелиографы. Естественнымъ дополненіемъ къ актинометрическимъ приборамъ являются гелиографы. Приборы эти служатъ для записыванія числа часовъ солнечнаго сіянія, т. е.

числа часовъ, въ теченіе которыхъ солнце дѣйствительно инсо-

¹⁾ Подробнѣе см. Лигинъ. Непосредственныя примѣненія солнечной энергіи. Одесса. 1883. Въ этой статьѣ указана и литература вопроса.

лировало (не было закрыто облаками). Гелиографъ Маурера состоитъ изъ усѣченного цилиндра; онъ ориентированъ такъ, чтобы ось его совпадала съ осью мира. На поверхности, обращенной къ солнцу, находится небольшое отверстіе; лучи солнца проникая черезъ это отверстіе, оставляютъ слѣдъ на свѣточувствительной полоскѣ бумаги, дѣленія которой обозначаютъ часы и минуты. Послѣ проявленія полоски, мы получимъ непрерывный слѣдъ, если солнце все время было открыто, и прерывистый, если оно частью было закрыто тучами. Гелиографъ *Величко* удобнѣе и доступнѣе. Заслуживаетъ вниманія гелиографъ *Кемпбеля*: стеклянный шаръ, помѣщенный на вертикальной ножкѣ, собираетъ лучи солнца въ одной точкѣ и, такимъ образомъ, прожигаетъ бумажную ленту, вложенную въ особую металлическую подставку, представляющую собою геометрическое мѣсто различныхъ положеній фокуса лучей. Бумажная лента разграблена поперечными линіями, означающими часы. Длина прожженной полосы прямо говоритъ о времени, когда солнце не было закрыто облаками¹⁾. Существуетъ еще двухдѣльный гелиографъ *Величко*, видоизмѣненный *Шимановскимъ*²⁾.

Литературныя указанія.

- 1) * Панченко. Солнечное лучеиспусканіе. Ч. I—III. Одесса. 1895.
- 2) * Crova. Annales de Chimie et de Physique. 5-me Série, T. 11, 1877.
- 3) * Crova, ibid. 6-me Série, T. 14, 1888.
- 4) * Violle. Ibid. 5-me Série, T. 10, 1877.
- 5) * Langley. Ibid. 5-me Série, T. 24, 1881 и T. 29, 1883.
- 6) * Angström. Wiedemann's Annalen. Bd. 39, 1890, S. 294.
- 7) Chwolson. Actinometrische Untersuchungen. Repert. für Meteorologie. Bd. XVI, 1893.

¹⁾ Гелиографы *Величко* и *Кемпбеля* подробно описаны въ «Инструкція Главной Физической Обсерваторіи».

²⁾ Метеорологическое Обзорніе. Труды метеорологической сѣти юго-запада Россіи. Десятилѣтіе. 1886—1895. Одесса. 1896, стр. 34.

8) Chwolson. Ueber gegenwärtigen Zustand der Actinometrie. Repertorium für Meteorologie. Bd. XV, 1892.

9) * Langley. Researches on solar heat. Chap. XI. The spectrobolometer.

10) * Violle. Rapport sur la radiation. Bericht des Internationalen Meteorologischen Komitet's Versammlung zu Paris, 1900 und zu Southport, 1903.

11) Westmann. Mesure de l'intensité de la radiation solaire faites à Upsala en 1901 Upsala. 1901.

12) * Crova. Etude de l'intensité calorifique de la radiation solaire au moyen de l'actinomètre enregistreur. Annales de Chimie et de Physique, VI, T. 14, Paris, 1888, p. 541.

13) * Schukewitsch. Actinometrische Beobachtungen zu Pawlowsk. Repertorium für Meteorologie. Bd. XVII, № 5, 1894, S. 30.

14) * Angström. Ueber die Bedeutung des Wasserdampfes und der Kohlensäure bei der Absorption der Erdatmosphäre. Annalen der Physik, IV, Bd. 3, 1900, S. 728.

15) * Gorczyński. Sur les variations de l'intensité du rayonnement solaire avec la hauteur du soleil.

16) * Gorczyński. Sur les sommes de la chaleur solaire pour Varsovie, Treurenberg et Montpellier.

17) * Gorczyński. Quelques renseignements sur la depression du rayonnement solaire à Varsovie en 1903. Эти три статьи Горчинскаго напечатаны въ изданіяхъ (Bulletin) 1906 года Метеорологической Комиссии Департамента Нерault во Франціи.

18) Müller. Aktinometer-Beobachtungen im Observatorium zu Katharinenburg. Bulletin de l'Acad. de Sc. de St.-Petersb. 1899, Vol. XI.

19) * Отдѣльныя статьи въ журналахъ:

a) Comptes-Rendus de l'Academie des sciences. Paris.

b) Meteorologische Zeitschrift.

c) Annales de Chimie et de Physique.

d) Wiedemann's Annalen.

e) Annali di Ufficio Centrali di meteorologia e di geodinnamica. Roma.

VI.

Расходъ тепла.

Потеря тепла путемъ лучеиспусканія. Качественныя опредѣленія Wells'a, Daniell'a, Boussingault и др. Утренники. Количественныя измѣренія интенсивности ночныхъ лучеиспусканій. Температура атмосферы. Температура мирового пространства. Литературныя указанія.

Потеря тепла путемъ лучеиспусканія. До сихъ поръ мы разсматривали *приходъ энергии*. Но планета наша постоянно теряетъ также извѣстный запасъ тепла. *Расходъ* этотъ происходитъ различными путями: часть солнечныхъ лучей *отражается* отъ земной поверхности, другая—передается воздуху путемъ *теплопроводности*, третья, наконецъ, теряется путемъ *лучеиспусканія*. Мы не можемъ точно опредѣлить, какое количество солнечной энергій передается атмосферѣ первыми двумя путями; можемъ только сказать, что отраженная радіація, въ свою очередь, частью вновь поглощается и разсѣивается атмосферой, частью теряется въ мировое пространство. Болѣе опредѣленные данныя имѣются относительно потери тепла путемъ *лучеиспусканія*. Извѣстно, что всякое тѣло, находящееся въ средѣ, имѣющей болѣе низкую температуру, теряетъ тепло путемъ лучеиспусканія. Хотя у насъ нѣтъ точныхъ данныхъ о температурахъ междупланетнаго пространства, но она, во всякомъ случаѣ, должна быть очень низкая; слѣдовательно, земля наша постоянно лучеиспускаетъ къ этой холодной средѣ. Въ дневные часы, расходъ этотъ покрывается съ избыткомъ лучеиспусканіемъ солнца, и, во всей своей силѣ, выступаетъ въ ночные часы, а потому, эту потерю тепла называютъ *ночными лучеиспусканіемъ*. Особенно рѣзко выступаетъ ночное охлажденіе въ пустыняхъ стараго и новаго свѣта. Въ пустыняхъ Африки, ночью вода въ мѣхахъ можетъ замерзать, въ то время, какъ днемъ температура подымается до 40° въ тѣни. Въ Индіи, на поверхности воды, налитой въ глиняные сосуды, поставленные подъ открытымъ небомъ на соломѣ, можетъ образоваться слой льда до 3 сантиметровъ толщины въ то время, какъ термометръ на высотѣ 1.7 метра надъ почвой показываетъ 5° — 8° . Мы, нерѣдко, можемъ наблюдать, что свѣгъ, находящійся въ тѣни, при ясной погодѣ не таетъ, въ то время,

как температура воздуха колеблется отъ 6° до 7°. Scoresby замѣтилъ, что въ полярныхъ странахъ, при покрытомъ небѣ, вода не замерзаетъ при температурѣ $-1^{\circ}.0$; между тѣмъ, если погода ясная и тихая, то въ промежуткахъ между льдинами обильно образуется новый ледъ при 0°.

Качественныя опредѣленія Wells'a, Daniell'a, Boussingault и друг. Первоначальныя наблюденія надъ силою ночного лучепусканія имѣли болѣе *качественный* характеръ. Особенно обширныя изслѣдованія принадлежатъ Wells'у въ Англiи. Слѣдую методу Wells'a, одинъ термометръ кладутъ на поверхности почвы, ничѣмъ незащищенный, а другой—на известной высотѣ, или, еще лучше, въ термометрической будкѣ. Первый термометръ будетъ измѣрять температуру почвы, а другой—температуру воздуха. Показанія второго термометра t_1 вообще, выше отсчета перваго t_2 , и разность $t_1 - t_2$ принимаютъ *мѣрою* ночного лучепусканія. Наблюденія показали, что эта разность измѣняется въ зависимости отъ различныхъ факторовъ. Разность эта, при одинаковыхъ прочихъ условіяхъ, тѣмъ больше, чѣмъ яснѣе и безоблачнѣе небо. Туманъ уменьшаетъ эту разность иногда даже до нуля. Если надъ термометромъ установить навѣсъ изъ сукна или войлока, то этотъ навѣсъ предохраняетъ защищенную часть почвы отъ охлажденія. Роль такого покрова играютъ облака, особенно низкія и плотныя. Высокія облака, вслѣдствіе своей низкой температуры, оказываютъ лишь слабое дѣйствіе. Ночное лучепусканіе уменьшается также съ увеличеніемъ количества паровъ въ атмосферѣ. Водяные пары, слѣдовательно, играютъ роль регулятора въ атмосферѣ: съ одной стороны, они, поглощая часть солнечной радіаціи (особенно темную тепловую), предохраняютъ поверхность земли отъ сильныхъ нагрѣваній; съ другой—ослабляютъ интенсивность ночныхъ охлажденій. Интенсивность ночныхъ охлажденій зависитъ, далѣе, отъ физическихъ свойствъ охлаждающихся тѣлъ и поглощательной способности ихъ поверхности. Поверхности бѣлыя и блестящія охлаждаются слабѣе, чѣмъ черныя и шероховатыя. Поверхность металлическихъ массъ охлаждается меньше, чѣмъ поверхность непроводника. Трава обнаруживаетъ болѣе низкую температуру, чѣмъ почва, лишенная растительности. При наблюденіяхъ Wells'a, наиболѣе низкую температуру обнаружили: лебяжій пухъ, шелкъ, хлопчатая бумага, солома, обрѣзки бумаги и шерсть. Ночное

охлажденіе ограничивается только поверхностнымъ слоемъ и не проникаетъ глубже $\frac{1}{2}$ —1 дюйма. Дальнѣйшія наблюденія принадлежатъ Daniell'ю въ окрестностяхъ Лондона. Daniell устанавливалъ на поверхности почвы минимумъ—термометры, шарикъ которыхъ были слегка покрыты черной шерстью. Оказалось, что, вблизи Лондона, температура этихъ термометровъ можетъ, во все мѣсяцы года, за исключеніемъ іюля и августа, падать до нуля и ниже. Въ Одессѣ, по 10-лѣтнимъ наблюденіямъ обсерваторіи (1894—1903), возможны слѣдующія наибольшія паденія температуры воздуха и почвы:

	почва	возд.	разн.		почва	возд.	разн.
январь.	—23°.2	—23.5	+0.3	іюль. . . .	5.9	10.0	—4.1
февраль	—20.2	—19.4	—0.8	августъ .	3.7	8.1	—4.4
мартъ .	—14.9	—14.6	—0.3	сентябрь .	5.9	0.4	—6.3
апрѣль .	— 7.4	— 2.8	—4.6	октябрь .	— 8.0	— 3.8	—4.2
май . . .	— 2.0	0.4	—2.4	ноябрь . .	—17.8	—13.8	—4.0
іюнь . .	3.4	7.7	—4.3	декабрь . .	—24.0	—19.6	—4.4

Для тропическаго пояса имѣются наблюденія Sabine'а. На Ямайкѣ, на берегу моря, разность между температурой воздуха и поверхности почвы достигала 6°.4, а на высотѣ 4000 футовъ она восходила до 10°. Boussingault, въ горахъ Южной Америки, наблюдалъ разность показаній термометровъ до 6°.0. На Шницбергенѣ, по наблюденіямъ Vessel'я, интенсивность ночного лучеиспусканія выразилась разностью термометровъ 3°—4°. Лучеиспускаетъ даже поверхность снѣга. Напримѣръ, въ одномъ изъ наблюденій Boussingault, было установлено три термометра: одинъ—подъ снѣгомъ такъ, что шарикъ его касался земли, другой—на поверхности снѣга, третій—на высотѣ 1.2 метра надъ землей. Показанія были слѣдующія въ 7 часовъ утра:

первый термометръ . .	—3°.5
второй » . .	—12.0
третій » . .	— 3.5

Еще болѣе сильныя охлажденія нашли Bravais и Martin на Монбланѣ, на высотѣ 3930 метровъ:

	воздухъ	поверхность почвы	разность
30 августа . . .	—5°.8	—20.1	14°.3
31 „ . . .	—5.2	—20.3	15.1

Изъ всего сказаннаго видно, что ночное охлажденіе имѣеть мѣсто во всѣхъ широтахъ, независимо отъ географическаго положенія мѣста. Оно достигаетъ наибольшей интенсивности при ясной, тихой, безоблачной погодѣ. Присутствіе паровъ и пыли уменьшаетъ теплопрозрачность атмосферы и уменьшаетъ лучеиспусканіе почвы. На высокихъ горахъ, гдѣ воздухъ прозрачнѣе, лучеиспусканіе сильнѣе. вмѣстѣ съ тѣмъ, лучеиспусканіе должно быть значительно слабѣе въ морскихъ климатахъ и увеличиваться при переходѣ къ климатамъ континентальнымъ. Въ Европѣ, ночное охлажденіе увеличивается по мѣрѣ перемѣщенія отъ западныхъ береговъ къ востоку.

Утренники. Въ ясныя безоблачныя ночи, когда поверхность почвы сильно охлаждена, охлаждается также прилегающій слой воздуха. Пары, въ немъ находящіеся, также охлаждаются и, мало по малу, приближаются къ состоянію насыщенія; наконецъ, достигаютъ точки росы и осаждаются въ формѣ капель (роса), если температура сгущенія выше нуля, или въ твердой формѣ (иней), если температура насыщенія ниже нуля. Теорія росы и инея будетъ изложена ниже. Замѣтимъ только, что охлажденія, вызывающія сгущеніе паровъ при температурахъ ниже нуля, весьма вредны для растительности. Эти, такъ называемые, *утренники* наиболѣе возможны и наиболѣе опасны поздней весной и ранней осенью. Они наиболѣе возможны потому, что температура воздуха, въ эти мѣсяцы, нерѣдко падаетъ до 5°—6°; температура же почвы можетъ быть, въ нашихъ широтахъ, ниже температуры воздуха на 6°—7°. Они наиболѣе опасны весной потому, что молодая растительность нашихъ полей и садовъ еще не вполне окрепла и крайне чувствительна къ рѣзкимъ колебаніямъ температуры. Такіе утренники составляютъ бичъ, особенно для хозяйствъ восточной Россіи. Изъ наблюденій видно, что въ Саратовской губ. послѣдній ночной морозъ на поверхности почвы можетъ быть 2 іюня, а первый осенній—въ началѣ августа. Въ Архангельской губ., эти заморозки возможны, въ отдѣльные годы, въ теченіе цѣлаго года, за исключеніемъ одного мѣсяца (отъ 2 іюня до 2 іюля). Въ Одессѣ, ранніе заморозки возможны

въ октябрѣ и даже въ сентябрѣ. Въ 1902 году, первый утренникъ наблюдали 21 сентября :

	Minimum			Влажн. отн.		Вѣтеръ	
	почв.	возд.	разн.	7 ч. у.	9 ч. в.	7 ч. у.	9 ч. в.
21 сентября	-2°.4	5.8	8.2°	77%	40%	N	ENE
22 „	-0.9	7.1	8.0	57	44	N	E
23 „	-5.9	2.1	8.0	63	38	NW	NNE

Другой подобный же случай отмѣченъ въ Одессѣ 26 сентября 1906 года.

	Minimum			Влажн. отн.		Вѣтеръ	
	почв.	возд.	разн.	7 ч. у.	9 ч. в.	7 ч. у.	9 ч. в.
26 сентября	-1°.7	2.3	-4.0	76%	70%	NNW	WNW
27 „	-1.1	-0.8	-0.3	82	58	W	WNW
28 „	1.7	3.1	-1.4	59	56	WNW	W.

Въ виду серьезнаго значенія утренниковъ для сельскаго хозяйства, дѣлаемы были попытки предсказанія ихъ и предохраненія растений отъ вреднаго вліянія мороза. Предложено было нѣсколько способовъ предсказанія утренниковъ. Простѣйшій изъ нихъ заключается въ томъ, что, при посредствѣ одного изъ гигрометровъ, опредѣляютъ, съ вечера, точку росы содержащихся въ воздухѣ паровъ. Если, при вечернемъ наблюденіи, точка росы окажется *ниже нуля* и при этомъ небо ясное и безоблачное, то ночной морозъ вѣроятенъ, и слѣдуетъ принять предохранительныя мѣры, т. е. прибѣгнуть къ закрытіямъ или разведенію, съ подвѣтренной стороны, костровъ, дающихъ много дыма и т. п. Мы видѣли, что все то, что уменьшаетъ прозрачность атмосферы, понижаетъ ночное охлажденіе (облака, пыль, туманъ, дымъ, вообще всякій покровъ). Въ виду этого, раскладываютъ съ подвѣтренной стороны, около участка подлежащаго охраненію, костры изъ материала, дающаго обильный дымъ и, въ случаѣ вѣроятной опасности, зажигаютъ ихъ. Масса дыма образуетъ, своего рода, предохранительный покровъ.

Количественныя измѣренія интензивности ночныхъ лучеспусканій. До сихъ поръ мы говорили о результатахъ опредѣленій напряженія ночного лучеспусканія исключительно качественного характера. Съ недавняго времени имѣются у насъ

и строго количественныя измѣренія. Такія опредѣленія принадлежатъ Mauger'у, Pernter'у, Trabert'у, Homén'у. При опредѣленіяхъ этихъ, примѣнены были методы, сходные съ методами актинометрическихъ измѣреній, а слѣдовательно, результаты давали намъ то число малыхъ калорій, которое теряетъ квадратный сантиметръ вычерненной поверхности въ одну минуту.

Первыя опредѣленія интенсивности ночного лучеиспусканія въ абсолютныхъ единицахъ были сдѣланы Mauger'омъ въ Цюрихѣ¹⁾ на высотѣ 440 метровъ. Для своихъ наблюдений, Mauger примѣнилъ приборъ, который былъ построенъ Christiansen'омъ для наблюдений лучеиспусканія. Калориметрическимъ тѣломъ, въ этомъ приборѣ, служила мѣдная, вычерненная, цилиндрическая пластинка, масса которой равна 364.72 грамма, толщина—0.67 сантиметра, радіусъ—4.50 сантиметра, теплоемкость—0.0949. При помощи подобнаго актинометра, найдена въ 1887 году, слѣдующая потеря тепла съ поверхности одного квадратнаго сантиметра въ минуту (въ малыхъ калоріяхъ):

дни	часы	температура воздуха	потеря тепла
13 июня	9—11½ ч. р.	18°0	0.128
17 »	10—11½ » »	18°0	0.134
18 »	9—10 » »	15°5	0.122.

Среднее изъ всѣхъ произведенныхъ наблюдений равно 0.130 калорія при средней температурѣ среды въ 15°.

Дальнѣйшія наблюденія принадлежатъ Pernter'у на Sonnblick'ъ (3095 метровъ) и Trabert'у, у подножья Sonnblick'a, на Raugis (900 метровъ). При этихъ наблюденіяхъ примѣненъ былъ нѣсколько видоизмѣненный актинометръ Violle'я²⁾. Лучеиспусканіе съ поверхности одного квадратнаго сантиметра въ минуту выразилось, въ малыхъ калоріяхъ, слѣдующими числами:

а) Sonnblick

18 февр. 1888	въ 10 ч. 45 м. р . .	0.216	при темп. воздуха — 20°0
» »	» » 11 » 30 » р . .	0.220	» » » — 20.5
29 »	» » 6 » 0 » а . .	0.219	» » » — 13.0
» »	» » 8 » 0 » р . .	0.201	» » » — 15.0

¹⁾ Sitzungsberichte der Berliner Akademie der Wissenschaften. 1887, 2, S. 925—933.

²⁾ Sitzungsberichte der Wiener Akad. der Wissenschaften. Math.-Naturw. Klasse, II Abtheilung. 1888, S. 1562—1566.

b) Raaris

28 февр. 1888	въ 9 ч. 40 м. р . . .	0.179	при темп. воздуха —	8°0
29	» » » 6 » 50 » а . . .	0.164	» » »	— 13.0
»	» » » 8 » 0 » р . . .	0.151	» » »	— 8.0

Интересны числа, полученные, при одновременномъ наблюдении на обѣихъ станціяхъ, 29 февраля въ 8 ч. вечера:

на высотѣ 3095 метровъ . . .	0.201
» » 900 » . . .	0.151
разность <u>2195</u> » . . .	<u>0.050</u>

Въ тотъ же день, во время восхода солнца:

на высотѣ 3095 метровъ . . .	0.219
» » 900 » . . .	0.164
разность <u>2195</u> » . . .	<u>0.055</u>

Наибольшее лучеиспускание найдено:

на высотѣ 3095 метровъ 18 февр. 1888 г. въ 10 ч. 45 м. р . .	0.221
» » 900 » 28 » » » 9 » 40 м. р . .	<u>0.179</u>
разность 2195 »	0.042

Кnut Angström применилъ принципъ своего электрическаго компенсаціоннаго пиргелиометра къ опредѣленію ночного лучеиспусканія¹⁾. Предварительныя наблюденія, произведенныя въ Урса²⁾ и Holmenkollen, въ маѣ — ноябрѣ 1904 года, дали, при совершенно ясномъ небѣ, числа, заключенныя между 0.146 и 0.171 малыхъ калорий. Максимальное число 0.171 получено въ Урса²⁾, 9 октября въ 5 ч. 25 м. пополудни.

Hornén, въ Финляндіи, нашелъ 15 августа 1897 года, при температурѣ воздуха въ 6°0, лучеиспусканіе равнымъ 0.22 калорий.

Лучеиспусканіе къ различнымъ частямъ неба неоднаково. Если лучеиспусканіе къ зениту принять за единицу, то лучеиспусканіе къ точкѣ неба, лежащей отъ зенита на разстояніи

30°	56°	79°
0.93	0.88	0.61 мал. кал.

¹⁾ Knut Angström. Ueber die Anwendung der elektrischen Kompensationsmethode zur Bestimmung der nächtlichen Ausstrahlung Upsala. 1905.

Температура атмосферы. Найдено, что каждый квадратный сантиметр вычерненной мѣдной пластинки теряетъ путемъ лучеиспускания среднимъ числомъ:

въ Цюрихѣ	0.13	кал. въ минуту
на Raaris	0.15	» » »
» Sonnblick'ъ . . .	0.20	» » »

Но, по опытамъ Stefan'a, подтвержденнымъ теоретически Boltzmann'омъ, лучеиспусканіе H пропорціонально 4-ой степени абсолютной температуры, т. е. $H = AT^4$, гдѣ $A = 0.723 \times 10^{-10}$. При температурѣ равной 15° , каждый квадратный сантиметръ поверхности мѣдной пластинки долженъ терять въ минуту 0.497 калорій. Но, при этой температурѣ (15°), какъ видно изъ наблюденій въ Цюрихѣ, потеря равнялась 0.13 калорій. Слѣдовательно, разность $0.497 - 0.13 = 0.367$ калорій пополнялась тепломъ, приходившимъ изъ атмосферы. Это тепло приписываютъ *лучеиспусканію* атмосферы. Изъ этого видно, что атмосфера способна аккумулировать значительный запасъ тепла, который долженъ играть существенную роль въ жизни нашей планеты. Онъ равенъ 0.366 малыхъ калорій въ минуту на каждый квадратный сантиметръ и составляетъ около $\frac{1}{10}$ части солнечной постоянной. По Traubert'у, граммъ воздуха, температура котораго равна 0° , лучеиспускаетъ къ поверхности, имѣющей -273° , около 9 малыхъ калорій въ часъ.

Болѣе 70 отдѣльныхъ точныхъ опредѣленій лучеиспусканія сдѣлано Exner'омъ на Sonnblick'ѣ въ іюнѣ и іюль 1902 года¹⁾. Средніе результаты въ граммакалоріяхъ на квадратный сантиметръ въ минуту:

часы	9-10	10-11	11-12	12-1	1-2	2-3	среднее
темпер. воздуха =	0.2	-0.1	-2.1	-2.1	-1.4	0.0	-1.1
лучеиспусканіе =	0.18	0.18	0.19	0.20	0.20	0.19	0.19

Примѣняя законъ Stefan'a, найдемъ, что лучеиспусканіе атмосферы равно 0.21 мал. калорій, т. е. почти въ два раза больше, чѣмъ по наблюденіямъ Pernter'a.

¹⁾ Met. Zeitschr. 1903, S. 411—414.

Температура мирового пространства. Подъ температурой мирового пространства понимаютъ температуру, которую прійметъ тѣло (лишенное атмосферы и находящееся въ томъ мѣстѣ, которое занимаетъ земля), подъ вліяніемъ лучеиспусканія звѣздъ, при отсутствіи солнца; или иначе: это есть температура идеально черной оболочки около нашей атмосферы, оболочки, которая произведетъ такое же дѣйствіе, какъ совокупность всѣхъ звѣздъ, при отсутствіи солнца. Опредѣленіе этой температуры представляетъ огромныя трудности. Вотъ нѣкоторые результаты:

Pouillet.	—142°
Fröhlich	—129
Pernter	—140.

Приведемъ лишь одно косвенное соображеніе. Мы указали выше, что ночное лучеиспусканіе имѣетъ мѣсто во всѣхъ широтахъ; слѣдовательно, температура мирового пространства должна быть ниже всѣхъ, самыхъ низкихъ, температуръ, наблюдающихся на земной поверхности. Наиболее низкая температура отмѣчена въ Верхоянскѣ (—70°); слѣдовательно, —70° можно разсматривать, какъ *высшій* предѣлъ для температуры мирового пространства. Но, по всей вѣроятности, эта температура гораздо ниже и, быть можетъ, близка даже къ абсолютному нулю.

Литературныя указанія. Немногочисленная литература по вопросу о ночныхъ лучеиспусканіяхъ разбросана въ журналахъ:

- a) Zeitschrift für Meteorologie.
- b) Meteorologische Zeitschrift.

Относительно предсказанія ночныхъ морозовъ см:

- 1) * Kammermann. Première étude sur le minimum de nuit.
- 2) * Wollny. Untersuchungen betreffend die Methoden der Vorausbestimmung der Nachtfröste. Agriculturphysik. XI, S. 150.
- 3) * Kersnowsky. Zur Frage über die Vorausbestimmung des Temperaturminimums. Repertorium für Meteorologie redig. von Wild, XI, № 6.
- 4) * Lang. Die Vorausbestimmung des Nachtfrostes.
- 5) * Korostelow. Sur la prévision des températures les plus basses, dans la nuit. Mém. de l'Acad. d. Sc. de St.-Petersb. Sér. VIII. Vol. VI.

6) * Коростелевъ. Въ вопросу о предсказаніи наименьшей температуры ночи. Ежемѣс. бюллетень Гл. Ф. Обс. 1898, № 4.

Полныя литературныя указанія можно найти въ журналѣ «Die Fortschritte der Physik», III Abtheilung. Kosmisch. Physik., а также у Günther'a «Handbuch der Geophysik». Bd. I, S. 292.

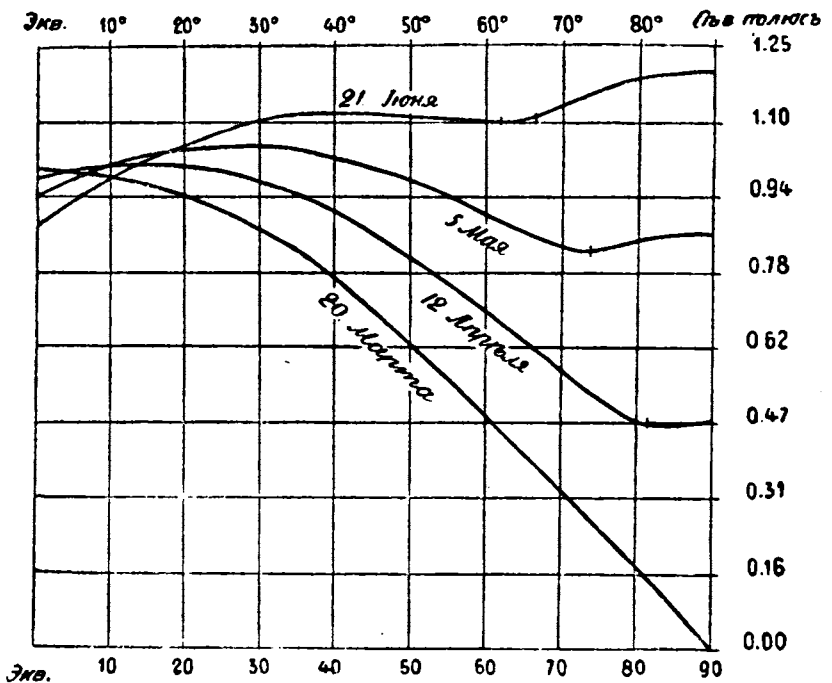
VII.

Тепловое состояніе земной коры въ самыхъ верхнихъ ея слояхъ.

Солнечный климатъ. Методы опредѣленія температуры почвы на поверхности и на различныхъ глубинахъ. Методъ Ламона. Методъ длинныхъ термометровъ. Термоэлектрическій способъ. Периодическія измѣненія температуры почвы. Методъ среднихъ чиселъ. Суточные колебанія температуры поверхностнаго слоя. Передача суточныхъ колебаній вглубь. Исслѣдованія Нотенъ'a. Слой постоянной суточной температуры. Годовая періодичность. Температура почвы въ лѣсу и въ открытомъ полѣ. Вліяніе наружнаго покрова. Измѣненія температуры почвы по вертикальному направленію въ отдѣльные моменты года. Слой постоянной годовой температуры. Средняя годовая температура слоевъ, лежащихъ на различныхъ глубинахъ. Вѣчная мерзлота. Глубина промерзанія почвы. Изоплеты. Литературныя указанія.

Солнечный климатъ. Общій запасъ энергіи, получаемой отъ солнца, распределяется на земномъ шарѣ въ зависимости отъ многообразныхъ условій. Каждая единица земной поверхности получаетъ запасъ тепла, опредѣляемый ея географическими координатами, положеніемъ земли на своей орбитѣ, величиной солнечной радіаціи, а также поглощеніемъ лучей въ атмосферѣ. Дѣйствительное распределеніе солнечнаго тепла является, поэтому, сложной функціей многихъ переменныхъ. Вопросъ нѣсколько упростится, если мы отвлечемся отъ физическихъ свойствъ атмосферы и рассмотримъ распределеніе тепла въ зависимости лишь отъ астрономическихъ и географическихъ факторовъ. Въ этомъ случаѣ, мы получимъ элементы, такъ назы-

ваемого, *солнечнаго климата*, т. е. распределение тепла, которое бы получала земная поверхность при отсутствіи атмосферы. Но, и въ этой упрощенной формѣ, теорія распределенія солнечнаго климата, тѣмъ не менѣе, представляетъ значительныя аналитическія трудности и имѣетъ, главнымъ образомъ, чисто теоретическій интересъ. Въ виду этого, въ настоящей главѣ, мы приведемъ только два чертежа, которые представляютъ графически простѣйшіе результаты, найденные Wiener'омъ и Zöllner'омъ. На фигурѣ 89 представлено количество тепла, получаемое въ



Фиг. 89.

различныхъ широтахъ 20 марта, 12 апрѣля, 5 мая и 21 июня. При этомъ, количество тепла, получаемое въ день весенняго равноденствія на экваторѣ, принято за единицу. На фигурѣ 90 площади начерченныхъ фигуръ пропорціональны количеству тепла, полученнаго въ различныхъ широтахъ 20, 21 и 22-го

каждаго изъ шести первыхъ мѣсяцевъ года ¹⁾). Подробныя литературныя указанія по этому вопросу даны въ концѣ главы.

Методы опредѣленія температуры почвы на поверхности и на различныхъ глубинахъ. Тепловое состояніе какаго нибудь элемента земной поверхности обуславливается взаимодействіемъ между приходомъ и расходомъ тепла. Элементъ земной поверхности, съ одной стороны, получаетъ извѣстный запасъ тепла отъ солнца и атмосферы и, въ весьма слабой степени, отъ луны, планетъ и звѣздъ. Съ другой стороны, элементъ этотъ постоянно теряетъ тепло путемъ теплопроводности и лучеиспусканія; наконецъ, опредѣленное тепловое взаимодействіе существуетъ между поверхностными и болѣе глубокими слоями земли. Если бы намъ были извѣстны точно законы прихода и расхода тепла, то, тѣмъ самымъ, мы могли бы составить формулу, выражающую тепловой балансъ для любого элемента земной поверхности. Съ другой стороны, въ атмосферѣ постоянно происходятъ процессы, въ одномъ случаѣ повышающіе, въ другомъ—понижающіе приходо-расходъ (воздушныя теченія, образованіе облаковъ, выпаденіе осадковъ и т. п.), вліяніе которыхъ не всегда можно выразить аналитически и ввести въ формулу. Въ виду этого, аналитическое рѣшеніе вопроса о тепловомъ режимѣ земной поверхности и его измѣненіяхъ представляетъ непреодолимыя трудности. Остается, слѣдовательно, путь эмпирической—путь наблюденій.

Для опредѣленія температуры на поверхности почвы служить обыкновенный, прямой или изогнутый, термометръ. Термометръ долженъ быть установленъ на поверхности почвы такъ, чтобы нижняя половина его шарика находилась въ почвѣ. На нѣкоторыхъ станціяхъ опредѣляютъ еще температуру на глубинѣ 0.0; для этого, покрываютъ шарикъ термометра тонкой пленкой почвы, а зимою тонкой же пленкой снѣга. Но необходимо замѣтить, что подобныя опредѣленія на глубинѣ 0.0 не могутъ имѣть ни теоретическаго, ни практическаго интереса; на практикѣ невозможно достигнуть того, чтобы пленка земли, по-

¹⁾ Zöllner. Graphische Darstellung der täglichen Bestrahlung durch die Sonne in verschiedenen Monaten und Breiten. Meteorologische Zeitschrift. 1906, № 2.

крывающая шарикъ, сохраняла неизмѣнно свои физическія свойства. Рядомъ съ обыкновеннымъ термометромъ на поверхности почвы устанавливають также максимумъ и минимумъ-термометры.

Методъ Лямона. Для опредѣленія температуры на различныхъ глубинахъ существуетъ нѣсколько методовъ. На всѣхъ русскихъ станціяхъ примѣняется методъ Лямона¹⁾. Въ почвѣ дѣлають буровую скважину, въ которую вставляется деревянная или каучуковая трубка, сверху открытая, а снизу закрытая мѣднымъ кружкомъ около одного дециметра въ діаметрѣ. Если желаютъ опредѣлить температуру на глубинѣ 1 метра, то разстояніе отъ поверхности земли до мѣднаго дна трубки должно равняться одному метру. Въ трубку эту плотно вдвигается деревянный стержень, къ нижнему концу котораго прикрѣпленъ термометръ, заключенный въ особую гильзу. Основаніе этой гильзы плотно прилегаетъ къ мѣдному дну, а потому шарикъ термометра принимаетъ температуру слоя, лежащаго на глубинѣ 1 метра. Въ моментъ наблюденія, наблюдатель вытаскиваетъ стержень съ термометромъ, быстро дѣлаетъ отсчетъ и опять вдвигаетъ въ трубку. На станціяхъ обыкновенно установлена цѣлая серія такихъ термометровъ. Въ обсерваторіи Новороссійскаго университета на Маломъ Фонтанѣ, почвенные термометры находятся на слѣдующихъ глубинахъ: на поверхности, 0.1, 0.2, 0.4, 0.8, 1.6, 2.0, 2.5, 3.2 метра. Наблюденія производятся въ двухъ серіяхъ: при естественной поверхности почвы (лѣтомъ — трава, зимою — снѣгъ) и при оголенной поверхности.

Методъ длинныхъ термометровъ. Существуетъ и другой пріемъ для измѣренія температуры почвы, — это способъ длинныхъ термометрическихъ трубокъ. Шарикъ термометра зарытъ на глубинѣ изслѣдуемаго слоя, а шкала находится надъ поверхностью земли, а слѣдовательно, доступна отсчету. Но показаніе термометра съ длинной трубкой не будетъ вполне выражать температуру шарика, такъ какъ различныя части длиннаго столба ртути будутъ находиться при различныхъ температу-

¹⁾ См. «Инструкція, данная Императорскою Академіей Наукъ въ руководство метеорологическимъ станціямъ II разряда 1 класса».

рахъ. Необходимо ввести поправку, данную формулой Quetlet¹⁾. Впрочемъ, термометры съ длинными трубками мало употребляются вслѣдствіе ихъ хрупкости.

Термоэлектрическій способъ. Весьма удобенъ электрическій методъ Vesquelet'я. Составляется термоэлектрическая цѣпь изъ двухъ разнородныхъ металлическихъ проволокъ, хорошо изолированныхъ. Выбираютъ металлы, дающіе значительную термоэлектрическую разность (сталь и нейзильберъ). Одинъ спай помещается на известной глубинѣ въ почвѣ; другой—находится въ комнатѣ наблюдателя и погруженъ въ сосудъ съ водою или масломъ, куда опущенъ чувствительный термометръ. Въ цѣпь введенъ гальванометръ. Очевидно, что если температура t_1 спая, зарытаго въ почвѣ, будетъ выше или ниже температуры t_2 спая, находящагося въ комнатѣ, то въ цѣпи явится токъ, сила котораго, по закону Ома

$$i = \frac{E}{R}.$$

Но электровозбудительная сила термоэлектрическаго тока, по изслѣдованіямъ Авенариуса,

$$E = (t_1 - t_2) [A + B(t_1 + t_2)],$$

гдѣ t_1 и t_2 —температуры спаевъ,

» A и B —постоянные коэффициенты, зависящіе отъ природы металловъ.

Если сопротивленіе цѣпи известно, то, опредѣляя силу тока и температуру t_2 , можно всякій разъ вычислить t_1 , т. е. температуру того слоя почвы, въ которомъ находится спай. Но на практикѣ поступаютъ гораздо проще. Станемъ повышать или понижать температуру жидкости, въ которую погруженъ спай, находящійся въ комнатѣ, до тѣхъ поръ, пока не исчезнетъ токъ и стрѣлка мультипликатора не приметъ положенія равновѣсія; очевидно, что, въ этомъ случаѣ, оба спая находятся при одинаковой температурѣ. Остается только измѣрить температуру жидкости въ стаканѣ, гдѣ находится спай; эта температура и бу-

¹⁾ Schmid. Lehrbuch der Meteorologie. Leipzig. 1860, стр. 163.

доть равна температурѣ нижняго спая. Такимъ образомъ можно измѣрять температуру на различныхъ глубинахъ, не выходя изъ комнаты.

Періодическія измѣненія температуры почвы. Нагрѣваніе и охлажденіе элемента земной поверхности обуславливается, какъ мы видѣли, взаимодействіемъ прихода и расхода тепла. Но величина прихода и расхода постоянно мѣняется, вслѣдствіе чего должны также существовать соотвѣтственные измѣненія и въ температурахъ почвы. Доминирующую роль въ приходѣ играетъ солнечная инсоляція, а въ расходѣ — ночное лучеиспусканіе, т. е. факторы, связанные съ суточнымъ и годовымъ движеніемъ земли; очевидно, слѣдовательно, что въ тепловомъ состояніи почвы должна существовать также періодичность двойкаго рода: *суточная*, связанная съ часами дня, и *годовая*—съ положеніемъ солнца относительно экватора. Для обнаруженія этой періодичности въ тепловомъ состояніи почвы нужны особые приемы группировки и вычисленія наблюденій. Нагрѣваніе почвы, при одномъ и томъ же приходѣ и расходѣ тепла, зависитъ отъ физическихъ свойствъ почвы: ея состава, плотности, строенія, поглощательной способности, теплопроводности и теплоемкости. Внѣшніе факторы (дождь, снѣгъ, вѣтеръ, большая или меньшая сухость внѣшняго воздуха, растительный покровъ и т. п.) еще болѣе осложняютъ задачу объ обмѣнѣ и оборотѣ тепла въ почвѣ и воздухѣ. Тѣмъ не менѣе, вопросъ этотъ, въ послѣднее время, не только поставленъ на очередь, но и значительно подвинутъ работами Номэн'а ¹⁾ въ Финляндіи. Конечно, эти работы Номэн'а, вслѣдствіе только что указанныхъ условій, не могутъ имѣть общаго характера, но онѣ опредѣленно и ясно указали тотъ путь, по которому должны итти дальнѣйшія изслѣдованія въ изученіи тепловой экономіи земного шара. Нѣкоторые результаты этихъ работъ Номэн'а прекрасно изложены Воейковымъ въ его курсѣ «Метеорологія» часть I, а также въ «Метеорологическомъ Вѣстникѣ».

Номэнъ изучалъ тепловой приходо-расходъ въ нѣкоторые дни августа—октября 1896 года. Результаты, выраженные въ килограммо-калоріяхъ, помѣщены въ слѣдующей таблицѣ:

¹⁾ Номэнъ. Der tägliche Wärmeumsatz im Boden und die Wärmestrahlung zwischen Himmel und Erde. Leipzig. 1897.

			приходъ	расходъ	остатокъ
14	августа	5 ч. 50 м. а — 6 ч. 20 м. р	504.2	132.8	371.4
14—15	»	6 » 20 » р — 6 » 20 » а	14.6	130.0	—115.4
15	»	6 » 20 » а — 6 » 20 » р	447.8	121.5	326.3
1—2	сентября	5 » 20 » р — 5 » 50 » а	5.5	55.7	— 50.2
2	»	5 » 50 » а — 5 » 40 » р	423.4	116.4	307.0
2—3	»	5 » 40 » р — 6 » 10 » а	7.5	71.2	— 63.7
3	»	6 » 10 » а — 5 » 30 » р	387.2	103.5	283.7
1	октября	7 » 25 » а — 4 » 10 » р	196.5	51.2	145.3
1—2	»	4 » 10 » р — 7 » 40 » а	4.7	95.3	— 90.6
2	»	7 » 40 » а — 4 » 10 » р	182.6	45.9	136.7

Такимъ образомъ, за одинъ и тотъ же, приблизительно, промежутокъ времени, тепловой балансъ выразился слѣдующими числами :

	приходъ	расходъ	остатокъ
14—15 августа	966.6	384.3	582.3
2—3 сентября	818.1	291.1	527.0
1—2 октября	383.8	192.4	191.4

Подобныя-же числа далъ Schubert для Eberswalde (42 метра высоты) и Melkerai (Эльзась, 909 м. высоты). Онъ нашеть, что иѣсячное количество тепла, получаемого (+) или отдаваемого (—) квадратнымъ сантиметромъ поверхности, выражается слѣдующими числами (въ калоріяхъ):

Eberswalde.

	январь	фев.	март.	апр.	май	июнь	июль	авг.	сент.	окт.	нояб.	дек.
поле	—300	—166	— 9	353	498	469	345	147	—133	—386	—425	—393
лѣсъ	—232	—140	—41	169	294	356	277	165	— 16	—232	—298	—302

Melkerai.

	январь	фев.	март.	апр.	май	июнь	июль	авг.	сент.	окт.	нояб.	дек.
поле	—144	—108	0	148	292	232	184	84	— 76	—208	—216	—188
лѣсъ	—112	— 72	—4	104	172	164	148	76	— 28	—148	—160	—140

Изъ этой таблицы видно, что лѣсной покровъ имѣеть умѣряющее вліяніе на тепловой обмѣнъ земной поверхности.

Но возвратимся къ опредѣленію суточной періодичности въ ходѣ температуры поверхностнаго слоя почвы. Возьмемъ наблюденія, произведенныя въ Тислицѣ 21 мая 1884 года :

часы пополуночи:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1884 г.	12°7	11.9	11.1	10.7	10.4	12.5	21.4	28.2	32.5	36.2	39.5	40.0
1885 »	19.0	17.2	15.4	14.3	13.5	15.5	19.7	32.9	37.6	40.6	45.0	47.4
1886 »	14.7	14.9	13.8	14.0	13.1	14.3	22.1	24.7	32.9	37.3	37.9	27.4

часы пополудни:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1884 »	42.6	42.0	39.0	36.2	33.2	28.0	23.5	20.8	18.5	16.7	15.7	14.3
1885 »	47.8	48.4	45.8	40.0	37.7	32.2	27.0	23.2	21.3	20.7	19.6	19.1
1886 »	24.9	22.5	27.0	25.9	23.5	20.7	17.9	15.9	15.0	14.0	13.4	12.7

Числа эти обнаруживаютъ совершенно правильный ходъ. Наибольше низкая температура отмѣчена въ 5 час. утра (минимумъ); затѣмъ, температура подымается до 1 часа дня (максимумъ), послѣ чего опять падаетъ. Сопоставивъ этотъ рядъ съ другими рядами наблюденій, произведенныхъ въ 1885 и 1886 годахъ (см. ту же таблицу), можно видѣть, что, въ одинъ и тотъ же день, но въ разные годы, тепловыя состоянія неодинаковы. Очевидно, что въ эти дни, несмотря на одинаковое положеніе солнца, существовали различныя условія, которыя и внесли извѣстныя модификаціи въ ходъ явленія. Какимъ образомъ освободить наши наблюденія отъ этихъ постороннихъ вліяній и получить то тепловое состояніе, которое обусловлено исключительно инсоляціей и лучеиспусканіемъ?

Методъ среднихъ чиселъ. Въ наблюдательныхъ наукахъ намъ приходится постоянно *измѣрять* различныя величины. При этомъ возможны два рода ошибокъ—постоянныя и случайныя. Постоянныя ошибки зависятъ отъ несовершенства измѣрительныхъ приборовъ и ихъ установки. Эти ошибки мы, по большей части, можемъ опредѣлять путемъ предварительныхъ изысканій. Но существуетъ и другой рядъ погрѣшностей; эти погрѣшности зависятъ отъ случайныхъ причинъ: степени освѣ-

т. е. истинный вѣсъ тѣла равенъ средней ариметической всѣхъ отдѣльныхъ взвѣшиваній. Этотъ элементарный методъ, называемый методомъ среднихъ чиселъ, даетъ возможность исключить вліяніе случайныхъ погрѣшностей наблюдений. Какъ же примѣнить этотъ методъ къ данному случаю, т. е. къ опредѣленію тепловаго состоянія почвы въ зависимости только отъ главныхъ источниковъ тепловаго прихода-расхода (инсоляціи и лучеиспусканія)? Очевидно, что вліяніе всѣхъ побочныхъ факторовъ, вносящихъ пертурбаціи, можно уподобить случайнымъ погрѣшностямъ наблюдений и исключить ихъ дѣйствіе методомъ среднихъ чиселъ. Такъ, на примѣръ, если мы желаемъ опредѣлить часовой ходъ температуры почвы для 1 іюля, то должны въ этотъ именно день года наблюдать ежечасно, въ теченіе ряда лѣтъ, а затѣмъ найти среднія для каждаго часа отдѣльно. Точно также можно вычислить суточный ходъ для 2-го, 3-го іюля и т. д. Соединеніе наблюдений, произведенныхъ въ разные времена года, для полученія суточнаго хода слѣдуетъ считать неправильнымъ; вѣдь мы желаемъ найти тепловое состояніе почвы въ зависимости отъ измѣненія главнаго фактора; между тѣмъ, соединяя въ одно цѣлое наблюденія, произведенныя, на примѣръ, въ январѣ и въ іюлѣ, мы соединяемъ совершенно несоизмѣримыя величины (часы инсоляціи въ іюлѣ съ часами, въ которые происходитъ лишь одна потеря—въ январѣ). Въ крайности можно допустить нахожденіе общаго средняго суточнаго хода изъ наблюдений не болѣе 10 дней сряду (на примѣръ съ 1 по 10-е), относя результаты наблюдений къ срединѣ этого періода, т. е. къ 5-му числу. Въ первые 5 дней высота солнца въ извѣстный часъ будетъ нѣсколько выше, а въ послѣдніе пять—настолько же ниже или обратно. Въ крайнемъ случаѣ можно допустить группировку по мѣсяцамъ.

Суточные колебанія поверхностнаго слоя. Обратимся теперь къ обзорѣнью результатовъ подобныхъ наблюдений. Для этого, воспользуемся прекрасными почвенными наблюденіями въ Тюлясѣ и перевычислимъ ихъ за 7-милѣтній періодъ (1884—1890). Въ слѣдующихъ таблицахъ напечатаны среднія часовыя значенія температуры поверхности почвы за январь и іюль. Рядомъ съ этими числами приведены также часовыя температуры воздуха за тотъ же періодъ времени.

ИЮЛЬ.
ПО ПОЛУНОЧИ.

Ч А С Ы.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Температура на поверхности почвы.	20.73	20.20	19.61	19.06	18.80	20.09	25.46	30.55	35.68	40.76	44.78	47.04
Температура воздуха.	20.40	19.61	19.17	18.73	18.43	19.30	20.74	22.26	23.82	25.27	26.41	27.31
Разность	+0.33	+0.59	+0.44	+0.33	+0.37	+0.79	+4.72	+8.29	+11.86	+15.49	+18.37	+19.73

ПО ПОЛУДНИ.

Ч А С Ы.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Температура на поверхности почвы.	48.14	47.31	45.76	42.53	38.19	32.76	28.51	25.73	24.24	23.12	22.21	21.44
Температура воздуха.	28.09	28.50	28.86	28.81	28.35	27.48	25.87	24.17	23.04	22.15	21.34	20.68
Разность	+20.05	+18.81	+16.90	+13.72	+9.84	+5.28	+2.64	+1.56	+1.20	+0.97	+0.87	+0.76

Январь.
ПО ПОЛУНОЧИ.

Ч А С Ы.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Температура на поверхности почвы.	-2.60	-2.73	-2.87	-2.99	-3.12	-3.24	-3.36	-2.97	-0.52	2.12	4.64	6.33
Температура воздуха.	-2.29	-2.51	-2.63	-2.77	-2.89	-2.99	-3.01	-2.83	-1.82	-0.71	0.36	1.19
Разность	-0.31	-0.22	-0.24	-0.22	-0.23	-0.25	-0.35	-0.14	+1.30	+2.83	+4.28	+5.14

ПО ПОЛУДНИ.

Ч А С Ы.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Температура на поверхности почвы.	7.20	6.74	5.19	2.36	0.18	-0.64	-1.14	-1.53	-1.83	-2.10	-2.31	-2.54
Температура воздуха.	1.87	2.19	2.23	1.71	0.64	-0.16	-0.67	-1.12	-1.43	-1.75	-1.95	-2.20
Разность	+5.33	+4.55	+2.96	+0.65	-0.46	-0.48	-0.47	-0.41	-0.40	-0.35	-0.36	-0.34

Изъ чиселъ этихъ можно видѣть, что температура поверхностнаго слоя совершаетъ въ теченіе сутокъ періодическое колебаніе съ *однимъ* максимумомъ и *однимъ* минимумомъ. Минимумъ имѣетъ мѣсто около времени восхода солнца, т. е. въ январѣ въ 7 часовъ утра ($-3^{\circ}.36$), а въ іюлѣ—въ 5 часовъ утра ($18^{\circ}.80$). Максимумъ въ поверхностномъ слоѣ наступаетъ въ 1 часъ дня. Разность между максимумомъ и минимумомъ называется *амплитудой* суточныхъ колебаній. Амплитуда въ январѣ равна $10^{\circ}.56$, а въ іюлѣ— $29^{\circ}.34$. Такой-же общій характеръ имѣютъ суточные колебанія и въ другихъ пунктахъ земного шара. Амплитуды суточныхъ колебаній достигаютъ наибольшей величины въ континентальныхъ климатахъ и значительно меньше въ морскихъ. Въ Токио, напримѣръ, суточный ходъ въ августѣ (1891—1900 годы) выразился слѣдующимъ образомъ :

	почва	воздухъ	разность
полночь	25 ^o .5	24 ^o .0	1 ^o .5
2	25.0	23.6	1.4
4	24.6	23.2	1.4
5	<u>24.4</u>	<u>23.0</u>	1.4
6	24.7	23.4	1.3
8	27.9	25.7	2.2
10	32.3	27.9	4.4
полдень	35.3	29.0	6.3
2	<u>35.6</u>	<u>29.4</u>	6.2
4	33.0	28.7	4.3
6	29.2	26.7	2.5
8	27.1	25.3	1.8
10	26.2	24.6	1.6 ¹⁾
амплитуда	11.2	6.4	4.8

Максимумъ на поверхности почвы наступаетъ въ 1 ч. дня ($35^{\circ}.8$), а въ воздухѣ—въ 2 ч. дня ($29^{\circ}.4$); разность равна $6^{\circ}.4$. Интересно еще сравнить суточный ходъ температуры воздуха

¹⁾ Meteorolog. Zeitschrift, Heft 9, 1906.

и поверхностного слоя почвы. Для этой цели воспользуемся опять 7-лѣтними наблюденіями въ Тифлисѣ (стр. 317). Изъ наблюденій этихъ видно, что, въ январѣ, температура почвы въ *ночные* часы (5 ч. р—8 ч. а) *ниже*, а въ *дневные* (9 ч. а—4 ч. р) *выше* температуры воздуха. Въ іюль, напротивъ того, поверхность почвы, во всѣ часы сутокъ, теплѣе воздуха. Въ 1 часъ дня эта разность достигаетъ, въ среднемъ, 20°.05.

Абсолютная величина нагрѣваній и охлажденій зависятъ, конечно, отъ физическихъ свойствъ почвы; въ Одессѣ, напримеръ, въ лѣтніе дни, въ обсерваторіи, температура почвы можетъ подниматься:

при естественномъ покровѣ до 73°.7,
 » оголенной поверхности » 61.5.

Замѣчательно, что при естественномъ покровѣ, въ тихіе и спокойные дни, температура почвы на поверхности бываетъ выше, чѣмъ на оголенной поверхности; это явленіе можно объяснить тѣмъ, что трава, покрывающая почву въ Одессѣ, высыхаетъ, нагрѣвается сама и способствуетъ застаиванію воздуха и накопленію тепла. Въ зимніе мѣсяцы возможны слѣдующія охлажденія въ Одессѣ:

при естественномъ покровѣ до —23°.2,
 » оголенной поверхности » —23.2.

Слѣдовательно, температура поверхностного слоя колеблется

при естественномъ покровѣ въ предѣлахъ . . . 96°.9
 » оголенной поверхности » . . . 84.7.

Въ Тифлисѣ максимумъ на поверхности достигаетъ 65°.5 (въ іюль), а минимумъ можетъ падать до —14°.4, т. е. термометръ на поверхности почвы колеблется въ предѣлахъ 79°.9.

Передача суточныхъ колебаній вглубь. Измѣненія тепловаго состоянія поверхностного слоя почвы передаются отъ слоя къ слою вглубь. Теорія, построенная, впрочемъ, на нѣкоторыхъ простѣйшихъ допущеніяхъ, приводитъ къ слѣдующимъ выводамъ общаго характера: 1) если поверхностный слой испытываетъ періодическія колебанія, то колебанія того же періода

передаются вглубь, а слѣдовательно, на различныхъ глубинахъ, въ колебаніяхъ температуры должны существовать суточные періоды; 2) амплитуды колебаній съ глубиною уменьшаются; 3) моменты наступленія максимума и минимума постепенно запаздываютъ. Эти выводы теоріи вполне совпадаютъ съ дѣйствительными наблюденіями. Такъ, въ Тиолисѣ суточный ходъ на различныхъ глубинахъ выражается слѣдующимъ образомъ:

А) ІЮЛЬ

глубина	maximum	minimum	амплитуда
0.01 метра	49°.56 (1 ч. р)	20°.45 (5 ч. а)	29°.11
0.02 >	45.01 (2 ч. р)	21.89 (5 ч. а)	23.12
0.05 >	39.96 (3 ч. р)	23.62 (6 ч. а)	16.34
0.12 >	36.14 (5 ч. р)	25.53 (7 ч. а)	10.61
0.20 >	31.84 (6—7 ч. р)	26.73 (10 ч. а)	5.11
0.41 >	27.91 (1—4 ч. а)	27.14 (4 ч. р)	0.77
0.79 >	24.71 (7—10 ч. р)	24.62 (1—4 ч. а)	0.09

запазданіе отъ поверхности до глубины 0.79 . . .

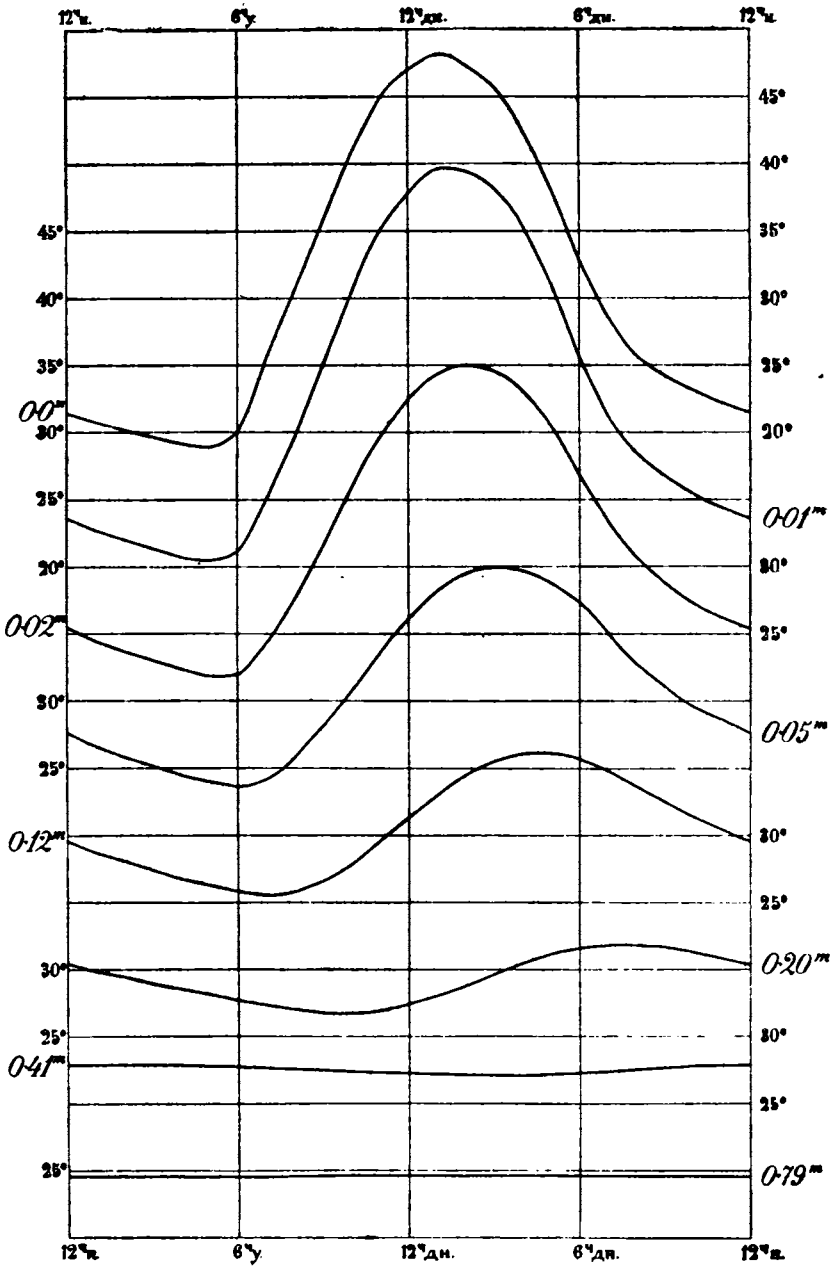
30 часовъ

20 часовъ

В) ЯНВАРЬ

глубина	maximum	minimum	амплитуда
0.01 метра	5°.73 (2 ч. р)	—2°.73 (7 ч. а)	8°.46
0.02 >	4.35 (2 ч. р)	—2.19 (7 ч. а)	6.54
0.05 >	2.29 (3 ч. р)	—1.36 (8 ч. а)	3.65
0.12 >	1.44 (4 ч. р)	—0.38 (9 ч. а)	1.82
0.20 >	1.59 (7—8 ч. р)	0.96 (12 ч. а)	0.63
0.41 >	2.64 (1—4 ч. а)	2.55 (7 ч. р)	0.09
0.79 >	5.68 (4 ч. а)	5.62 (10 ч. р)	0.06

Суточный ходъ іюльской температуры на различныхъ глубинахъ въ Тиолисѣ представленъ на фиг. 91.



Фиг. 91.

Такіе же результаты получены въ другихъ пунктахъ; напярмъръ, въ Нукусъ (42° с. ш.), въ средней Азіи:

глубина въ м. пов. почвы	0.05	0.10	0.20	0.40
средняя температура. . .	15°8	13.4	13.8	13.9
maximum . . .	32.3	19.2	17.8	15.6
minimum . . .	5.2	8.5	9.8	12.2
амплитуда . . .	27.1	10.7	8.0	3.4

Въ Брюсселѣ, амплитуды суточныхъ колебаній выражаются слѣдующими числами:

на глубинѣ 0.2 метра	4°0
» » 0.4 »	0.8
» » 0.6 »	0.17
» » 0.8 »	0.04
» » 1.0 »	0.007

Значительный интересъ представляетъ фиг. 92, изображающая точную копию записей самопишущихъ термографовъ въ обсерваторіи Juvassi (во Франціи), отмѣтившихъ ходъ температуры на различныхъ глубинахъ въ теченіе недѣли (11—17 іюля 1904 года). Изъ этой діаграммы наглядно видно, какъ постепенно уменьшались амплитуды колебаній и запаздывали моменты поворота кривыхъ суточного хода. На глубинѣ 0.75 метра суточные колебанія совершенно затухали ¹⁾.

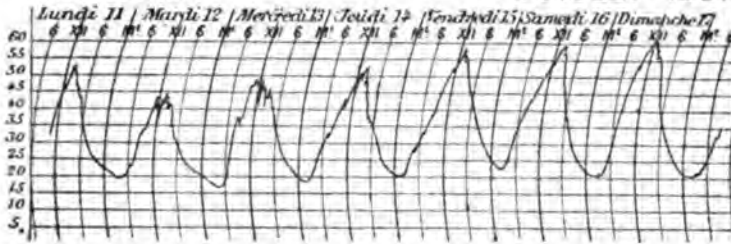
Исслѣдованія Номэн'а. Номэнъ изслѣдовалъ уменьшеніе амплитуды и запаздываніе максимума, въ зависимости отъ физическихъ свойствъ почвы. Приведемъ здѣсь нѣкоторыя числа Номэн'а, въ виду ихъ выдающагося интереса. Наблюденія эти произведены 10—12 августа 1903 года въ Финляндіи (глубина выражена въ сантиметрахъ)²⁾.

¹⁾ Bulletin de la société astronomique de France, Septembre, 1904, p. 402—403.

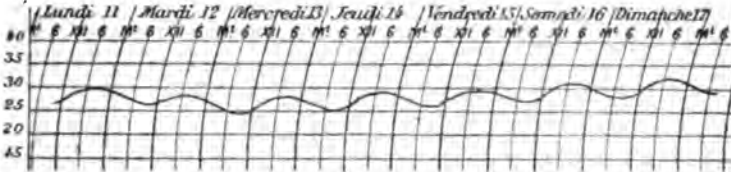
²⁾ Номэн. Der tägliche Wärmeumsatz im Boden etc.

Surface du Sol.

JUILLET 1904



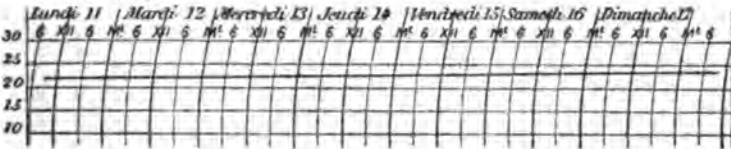
Sol à 0^m25 .



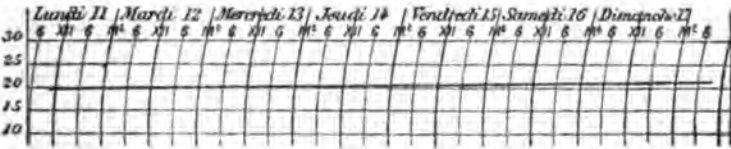
Sol à 0^m50



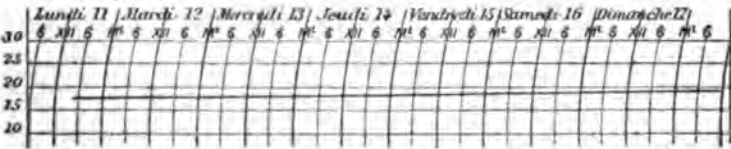
Sol à 0^m75



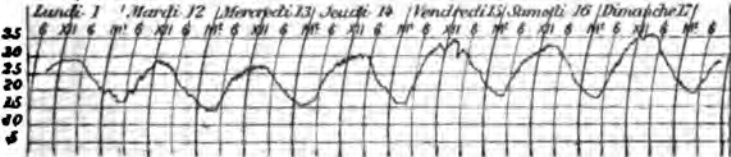
Sol à 1^m.



Sol à 1^m50.



Température de l'air.



а) Средній максимумъ:

ГЛУБИНЫ	Воздухъ.	Поверх- ность.	0 1 2 5 10 20 30 40 50 60 70										
			0	1	2	5	10	20	30	40	50	60	70
Гранитъ	22° 7	32° 4	34.8	33.1	31.9	30.4	28.9	26.1	24.3	22.9	21.7	20.9	20.4
Песокъ	—	37.7	42.3	35.9	30.6	24.7	22.2	19.9	17.7	16.2	15.0	14.2	—
Торфъ	—	32.8	27.7	23.9	20.6	16.7	16.2	15.3	14.3	13.5	12.4	11.7	—

б) Средній минимумъ:

ГЛУБИНЫ	Воздухъ	Поверх- ность.	0 1 2 5 10 20 30 40 50 60 70										
			0	1	2	5	10	20	30	40	50	60	70
Гранитъ	9° 6	12.6	14.5	15.2	15.8	16.6	17.2	18.2	19.1	19.5	19.6	19.6	19.5
Песокъ	—	6.4	7.8	9.7	11.3	12.8	14.4	15.5	15.9	15.5	14.7	14.1	—
Торфъ	—	2.2	6.3	8.9	11.1	13.9	14.8	14.9	14.2	13.4	12.4	11.6	—

в) Амплитуда колебаній:

ГЛУБИНЫ	Воздухъ.	Поверх- ность.	0 1 2 5 10 20 30 40 50 60 70										
			0	1	2	5	10	20	30	40	50	60	70
Гранитъ	13° 0	19.9	20.2	17.9	16.1	13.8	11.7	7.9	5.2	3.4	2.1	1.3	0.9
Песокъ	—	31.3	34.5	26.2	19.3	11.9	7.8	3.9	1.8	0.7	0.3	0.1	—
Торфъ	—	30.6	21.4	15.0	9.5	2.8	1.4	0.4	0.1	0.1	0.0	0.0	—

Отношение амплитудъ суточныхъ колебаній на каждые 10 сантиметровъ глубины :

ГЛУБИНЫ.	0—10	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60—70
Гранитъ	1.7	1.5	1.5	1.5	1.6	1.6	1.5
Песокъ	4.5	2.0	2.1	2.6	2.5	2.3	—
Торфъ	14.7	3.6	3.3	—	—	—	—

е) Время наступленія максимума :

ГЛУБИНЫ.	Воздухъ.		Поверх- ность.		0	1	2	5	10	20	30	40	50	60	70													
	ч. м.	ч. м.	ч. м.	ч. м.	ч. м.	ч. м.	ч. м.	ч. м.	ч. м.	ч. м.	ч. м.	ч. м.	ч. м.	ч. м.	ч. м.													
Гранитъ	3	0р	2	17р	2	0р	2	6р	2	17р	3	3р	3	50р	5	7	3р	8	43р	10	32р	0	35а	2	30а			
Песокъ	—	—	11	52а	1	7р	1	10р	1	32р	2	10р	3	33р	6	40р	9	37р	1	15а	5	25а	8	50а	—	—	—	—
Торфъ	—	—	1	13р	1	28р	2	33р	3	30р	6	10р	9	15р	3	8а	7	10а	1	50р	8	50р	3	30а	—	—	—	—

г) Время наступленія минимума :

ГЛУБИНЫ.	Воздухъ.		Поверх- ность.		0	1	2	5	10	20	30	40	50	60	70													
	ч. м.	ч. м.	ч. м.	ч. м.	ч. м.	ч. м.	ч. м.	ч. м.	ч. м.	ч. м.	ч. м.	ч. м.	ч. м.	ч. м.	ч. м.													
Гранитъ	4	33а	4	37а	4	53а	5	15а	5	47а	6	10а	6	42а	8	5а	9	17а	10	35а	12	5р	1	23р	2	45р	—	—
Песокъ	—	—	3	53а	4	7а	4	23а	4	40а	5	15а	7	7а	8	17а	10	55а	2	17р	5	33р	8	47р	—	—	—	—
Торфъ	—	—	4	30а	4	43а	4	57а	5	23а	7	30а	11	10а	4	20р	10	0р	4	30а	10	40а	2	50р	—	—	—	—

г) Западываніе максимумъ:

ГЛУБИНЫ.	1		2		5		10		20		30		40		50		60		70	
	ч.	м.	ч.	м.	ч.	м.	ч.	м.	ч.	м.	ч.	м.	ч.	м.	ч.	м.	ч.	м.	ч.	м.
Гранитъ	0	6	0	17	1	3	1	50	3	5	5	3	6	43	8	32	10	35	12	30
Песокъ	0	3	0	25	1	3	2	26	5	33	8	30	12	8	16	18	19	43	—	—
Торфъ	1	5	2	2	4	42	7	47	13	40	17	42	24	22	31	22	38	2	—	—

н) Западываніе минимумъ:

ГЛУБИНЫ.	1		2		5		10		20		30		40		50		60		70	
	ч.	м.	ч.	м.	ч.	м.	ч.	м.	ч.	м.	ч.	м.	ч.	м.	ч.	м.	ч.	м.	ч.	м.
Гранитъ	0	22	0	54	1	17	1	49	3	12	4	24	5	42	7	12	8	30	9	52
Песокъ	0	16	0	33	1	8	2	0	4	10	6	48	10	10	13	26	16	40	—	—
Торфъ	0	14	0	40	2	47	6	27	11	37	17	17	23	47	29	57	34	7	—	—

і) Переходъ отъ слоя къ слою:

ГЛУБИНЫ.	0—10		10—20		20—30		30—40		40—50		50—60		60—70	
	ч.	м.	ч.	м.	ч.	м.	ч.	м.	ч.	м.	ч.	м.	ч.	м.
Гранитъ	1	50	1	15	1	58	1	40	1	49	2	3	1	55
Песокъ	2	26	3	7	2	57	3	38	4	10	3	25	—	—
Торфъ	7	47	5	53	4	2	6	40	7	0	6	40	—	—

Изъ этихъ табличекъ можно наглядно видѣть вліяніе физическаго строенія почвы на распространеніе тепла вглубь.

Теорія даетъ формулу, показывающую законъ уменьшенія амплитуды съ глубиной :

$$p_h = p_0 e^{-h \sqrt{\frac{\pi}{k\tau}}}$$

гдѣ p_0 —амплитуда колебаній на поверхности,

» p_h — » » » глубинѣ h ,

» τ —длина періода колебаній,

» k — температурная проводимость почвы,

т. е. частное изъ теплопроводности на теплоемкость почвы по объему. Если p_h и p_0 найдены изъ наблюденій, то можно вычислить k для различныхъ почвъ.

Слой постоянной суточной температуры. Такъ какъ амплитуды съ глубиною постепенно убываютъ, то на нѣкоторой глубинѣ долженъ находиться слой, въ которомъ амплитуда колебаній меньше погрѣшностей наблюденій, на примѣръ меньше $0^{\circ}.1$. Термометръ, установленный въ этомъ слой, будетъ въ теченіе сутокъ показывать неизмѣнную температуру. Слой этотъ называется слоемъ *постоянной суточной* температуры. Глубина его зависитъ, во-первыхъ, отъ физическихъ свойствъ почвы; на примѣръ, изъ предыдущей таблицы видно (стр. 324), что на глубинѣ 60 сантиметровъ въ пескѣ и торфяной почвѣ амплитуда суточныхъ колебаній не превышаетъ $0^{\circ}.1$, а въ гранитѣ она еще равна $1^{\circ}.3$. Кромѣ того, глубина слоя постоянной суточной температуры зависитъ отъ величины амплитуды на поверхности; чѣмъ въ болшихъ предѣлахъ колеблется температура на поверхности, тѣмъ глубже проникаютъ суточные колебанія. Въ ровныхъ тропическихъ климатахъ слой постоянной суточной температуры лежитъ весьма близко къ поверхности.

Wild, въ своемъ классическомъ трудѣ о температурахъ почвы въ Павловскѣ и Нугушѣ¹⁾, приходитъ къ заключенію, что слой постоянной суточной температуры лежитъ не глубже 1 метра.

Годовая періодичность. Но въ ходѣ тепловаго состоянія почвы, въ зависимости отъ главныхъ источниковъ тепловаго прихода-расхода, должна существовать и другая періодичность, болѣе длиннаго періода, а именно годовая. Чтобы обнаружить эту періодичность, необходимо, извѣстнымъ образомъ, сгруппировать наши наблюденія. Если мы цифрами I, II, III... XXIV обозначимъ температуры, измѣренныя въ 1, 2, 3... час. сутокъ, считая отъ полуночи, то средняя температура сутокъ

$$T = \frac{\left(\frac{1}{2} XXIV + I + II + \dots + XXIII + \frac{1}{2} XXIV\right)}{24}.$$

Очевидно, что T есть та температура, которую бы принялъ нашъ слой почвы, если бы все суточные температуры были сглажены и распределены равномерно. Подобныя среднія температуры сутокъ находятъ для каждаго дня года изъ многолѣтнихъ наблюденій. Чѣмъ большее число лѣтъ будетъ положено въ основу такихъ вычисленій, тѣмъ полученныя дневныя среднія будутъ ближе къ истиннымъ. Исслѣдовать годовую періодичность значитъ изучить послѣдовательныя измѣненія среднихъ суточныхъ температуръ при переходѣ отъ одного дня къ другому. Для упрощенія работы, соединяютъ среднія суточные температуры по пятидневіямъ (пентадамъ), десятидневіямъ (декадамъ), мѣсяцамъ. Наконецъ, средней температурой года называютъ тотъ результатъ, который получится, если среднія температуры всехъ сутокъ года сложимъ и раздѣлимъ на 365.

Исслѣдуемъ годовой ходъ температуры какъ на поверхности, такъ и на различныхъ глубинахъ, а для этого приведемъ среднія пятидневныя температуры на основаніи 5-лѣтнихъ наблюденій въ Одессѣ²⁾.

¹⁾ Repertorium für Meteorologie. Bd. VI.

²⁾ Знакомъ I отмѣчены наблюденія при естественномъ покровѣ, а знакомъ II—наблюденія при оголенной поверхности.

а) Температура:

глубина въ метрахъ	минимумъ			максимумъ			амплитуда		
	I	II	разн.	I	II	разн.	I	II	разн.
0.1	-1°6	—	—	29.8	—	—	31.4	—	—
0.2	-1.3	—	—	27.3	—	—	28.6	—	—
0.4	0.1	-1.2	1.3	26.4	28.6	-2.2	26.3	29.8	-3.5
0.8	2.4	1.5	0.9	23.5	25.2	-1.7	21.1	23.7	2.6
1.6	5.0	4.0	1.0	20.3	22.0	-1.7	15.3	18.0	2.7
2.0	6.1	—	—	19.0	—	—	12.9	—	—
2.5	6.9	—	—	17.5	—	—	10.6	—	—
3.2	8.4	8.0	0.4	16.4	17.2	-0.8	8.0	9.2	1.2

б) Время наступленія минимума и максимума:

глуб. въ метр.	минимумъ		максимумъ	
	I	II	I	II
0.1	6—10 января	—	30 июля—8 авг.	—
0.2	11—15 »	—	» » —» »	—
0.4	11—20 »	11—15 января	9—13 авг.	9—13 авг.
0.8	25 февр.—1 март.	25 февр.—1 март.	9—13 авг.	9—13 »
1.6	2—6 марта	2—6 марта	3—7 сентябр.	19—23 »
2.0	7—16 »	—	3—17 »	—
2.5	22 март.—5 апр.	—	13—27 »	—
3.2	1—5 апрѣля	6—16 апрѣля	8—12 окт.	28 сент.—7 окт. ¹⁾

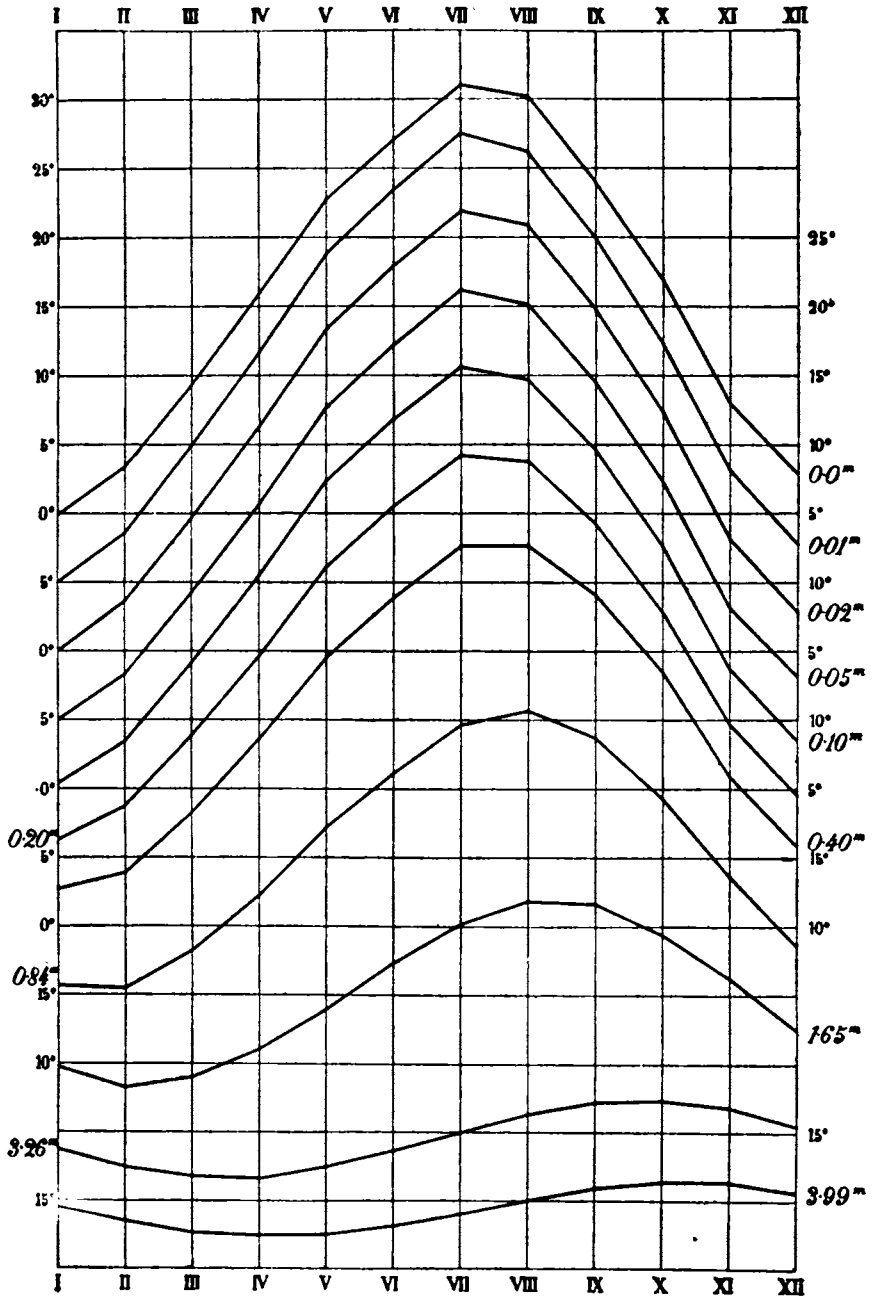
Такимъ образомъ, для распространенія минимума температуры отъ 0.1 метра до 3.2 метра требуется 84 дня, а для распространенія максимума—70 дней. Изъ этихъ чиселъ видно также, что годовой ходъ на всѣхъ глубинахъ можно выразить кривой, совершающей одно полное колебаніе въ теченіе года съ однимъ максимумомъ и однимъ минимумомъ. Сгруппируемъ эти числа по мѣсяцамъ:

¹⁾ Дѣтписи магнито-метеорологической обсерваторіи Императорскаго Новороссійскаго университета. 1898 годъ. Введеніе.

1894—1898 г.	На поверхности.		0.1		0.2		0.4		0.8			0.6			2.0		2.5		3.2	
	I	II	Диф.	I	I	II	Диф.	I	II	Диф.	I	II	Диф.	I	I	I	II	I	II	Диф.
январь .	-1.7	-3.2	1.6	-0.8	-0.6	0.6	-0.7	1.3	3.2	2.2	1.0	7.1	6.0	1.1	8.7	9.9	11.8	11.6	0.2	
февраль .	-0.3	0.1	-0.4	0.6	0.6	1.1	0.1	1.0	2.7	1.6	1.1	5.5	4.4	1.1	6.9	8.1	10.1	9.7	0.4	
мартъ .	4.4	4.1	0.3	4.1	3.9	3.6	3.0	0.6	3.9	3.1	0.8	5.2	4.4	0.8	6.2	7.1	8.9	8.5	0.4	
апрѣль .	12.2	12.3	-0.1	11.1	10.6	9.4	9.8	-0.4	8.2	8.1	0.1	7.1	6.8	0.3	7.1	7.2	8.4	8.1	0.3	
май .	21.9	21.9	0.0	18.5	17.7	15.8	17.5	-1.7	13.4	14.5	-1.1	10.5	11.3	-0.8	9.7	8.9	9.1	9.1	0.0	
іюнь .	28.0	26.8	1.2	23.4	22.8	20.7	22.4	-1.7	18.0	19.7	-1.7	14.3	15.9	-1.6	12.9	11.4	10.7	11.1	-0.4	
іюль .	31.7	30.3	1.4	27.7	24.7	24.4	26.4	-2.0	21.2	22.7	-1.5	17.8	19.1	-1.8	15.7	13.9	12.6	13.3	-0.7	
августъ .	29.5	28.9	0.6	27.7	26.9	25.1	26.6	-1.5	23.0	24.7	-1.7	19.8	21.9	-2.1	18.2	16.2	14.6	15.5	-0.9	
сентябрь	22.2	21.8	0.4	21.9	21.7	21.1	21.5	-0.4	21.0	21.8	-0.8	19.9	21.0	-1.1	18.9	17.4	16.0	17.0	-1.0	
октябрь .	14.7	14.5	0.2	14.9	15.0	15.4	15.3	0.1	16.8	16.9	-0.1	17.7	18.0	-0.3	17.6	16.9	16.3	17.0	-0.7	
ноябрь .	4.9	4.9	0.0	6.0	6.4	8.0	7.4	0.6	11.3	10.7	0.6	14.4	13.9	0.5	15.1	15.3	15.5	15.9	-0.4	
декабрь .	0.8	0.5	0.3	1.4	1.9	3.3	2.4	0.9	6.5	5.5	1.0	10.3	9.3	1.0	11.7	12.6	13.9	13.9	0.0	
годъ .	14.0	13.6	0.4	13.0	12.6	12.4	12.6	-0.2	12.4	12.6	-0.2	12.4	12.7	-0.3	12.4	12.1	12.3	12.6	-0.3	
амплитуда	33.4	33.6	-0.2	28.5	27.5	24.5	27.3	-2.8	20.3	23.1	-2.8	14.7	17.5	-2.8	12.7	10.3	7.9	8.9	-1.0	

Подобныя же числа получены нами изъ 7-лѣтнихъ наблюдений въ Тюльсѣ (снг. 93):

1884—1890 г.	№ поверх- ности.	0.01	0.02	0.06	0.10	0.20	0.40	0.84	1.65	3.26	3.99
январь	-0.08	-0.01	0.01	0.03	0.39	1.27	2.60	5.65	9.75	13.85	14.52
февраль	3.39	3.63	3.56	3.34	3.44	3.72	3.92	5.42	8.16	12.51	13.47
мартъ	9.27	9.90	9.70	9.22	9.22	8.79	8.20	8.12	8.97	11.76	12.64
апрѣль	15.86	16.58	16.27	15.60	15.43	14.56	13.52	12.22	10.99	11.74	12.28
май	22.70	23.70	23.33	22.63	22.34	21.07	19.51	17.08	14.05	12.46	12.47
іюнь	26.99	28.38	27.88	27.19	26.80	25.49	23.83	21.14	17.30	13.69	13.15
іюль	30.99	32.53	31.90	31.12	30.56	29.25	27.56	24.67	20.20	15.03	14.05
августъ	30.22	31.19	30.77	30.06	29.74	28.81	27.61	25.64	21.83	16.27	15.00
сентябрь	24.04	25.01	24.78	24.47	24.56	24.28	24.09	23.71	21.65	17.17	15.89
октябрь	16.90	17.34	17.32	17.30	17.58	17.86	18.38	19.27	19.42	17.34	16.37
ноябрь	7.94	8.07	8.11	8.22	8.70	9.70	11.02	13.64	16.23	16.76	16.26
декабрь	2.82	2.85	2.95	3.10	3.55	4.57	5.92	8.74	12.50	15.44	15.56
годъ	15.91	16.60	16.38	16.02	16.03	15.78	15.08	15.44	15.08	14.50	14.30
амплитуда	31.07	32.53	31.89	31.09	30.17	27.98	25.01	20.22	13.67	5.60	4.09



Фиг. 93.

Приведенныя таблицы показываютъ: 1) длина періода колебаній остается безъ измѣненія на различныхъ глубинахъ; 2) амплитуда съ глубиною постепенно убываетъ; 3) время наступленія максимума и минимума постепенно запаздываетъ. Теоретически, уменьшеніе амплитуды происходитъ по выше указанному закону, т. е.

$$p_h = p_0 e^{-h \sqrt{\frac{\pi}{k\tau_1}}}, \quad (1)$$

гдѣ $\tau_1 = 365\tau$ представляетъ длину года.

Справедливость этого теоретическаго вывода вполне подтверждается наблюденіями.

Приведемъ еще нѣкоторые результаты:

а) Токуо (1801—1900):

глубина въ м.	0	0.3	0.6	1.2	3.0	5.0	7.0
годовая ам.	26.3	21.9	18.1	13.7	5.0	1.2	0.4
максимум.	11 авг.	16 авг.	21 авг.	15 сент.	6 нояб.	2 февр.	30 апр.
минимум.	23 янв.	23 янв.	31 янв.	27 февр.	3 мая	30 іюля	30 окт.

По формулѣ (1) находимъ, что годовая амплитуда въ Токуо¹⁾:

на глубинѣ 9 метровъ равна . . .	0°.1
» » 13 » » . . .	0°.01.

б) Эдинбургъ:

глубина въ метрахъ . . .	0.91	1.82	3.61	7.30
годовая амплитуда . . .	8°.2	5.6	2.7	0.7
время наступленія макс.	19 авг.	8 сент.	19 окт.	6 янв.

в) Кенигсбергъ:

глубина въ метрахъ . . .	0	1	2	3	4	5	6	7	7.5 мет.
максимум	13 іюля	1 авг.	25 авг.	15 сент.	2 окт.	21 окт.	9 нояб.	1 дек.	8 дек.
минимум	26 янв.	24 февр.	20 март.	9 апр.	23 апр.	6 мая	24 мая	14 іюня	22 іюня.

г) Амплитуда годовыхъ колебаній въ Тасубау (Мексика):

глубина въ м.	0.15	0.30	0.60	1.20	3.00	воздухъ
амплитуда . . .	4°.55	4.35	3.15	2.18	0.99	5.95.

Законы годового распространенія тепла вглубь зависятъ отъ качества почвы. Это можно видѣть изъ чиселъ Forbes'a для Эдинбурга:

¹⁾ Meteor. Zeitschrift, 1906, Heft 9, S. 430.

	песокъ		песчанникъ	
	ампл.	макс.	ампл.	макс.
1 метръ . . .	11°23	31 июля	9°58	5 августа
1.9 > . . .	8.30	24 авг.	7.72	19 августа
3.9 > . . .	4.19	7 окт.	5.22	11 сентяб.
7.8 > . . .	1.16	30 дек.	2.28	11 ноября.

Слѣдовательно, для того, чтобы максимумъ проникъ отъ 1 метра до 7.8 метра нужно въ песокъ 152 дня, а въ песчанникъ — 98 дней. На глубинѣ же 9 метровъ, въ песокъ опоздание равно 6 мѣсяцамъ, т. е. на этой глубинѣ минимумъ наступаетъ въ то время, когда температура на поверхности проходитъ черезъ максимумъ. Но необходимо замѣтить, что на этой глубинѣ амплитуда колебаній крайне ничтожна.

Температура почвы въ лѣсу и въ открытомъ полѣ. На движеніе тепла въ почвѣ, кромѣ качества грунта, вліяютъ также и другія обстоятельства. Напримѣръ, тепловое состояніе почвы совершенно различно въ лѣсу и въ открытомъ полѣ, какъ это видно изъ наблюденій прусскихъ лѣсныхъ станцій:

Температура въ градусахъ С.	Мѣсяцы.	Глубина 0.6 м.			Глубина 1.2 м.		
		Поле	Лѣсъ	Diff.	Поле	Лѣсъ	Diff.
	Январь	1.7	2.1	-0.4	3.3	3.5	-0.2
Февраль	1.4	1.7	-0.3	2.7	2.8	-0.1	
Мартъ	1.9	2.0	-0.1	2.7	2.7	0.0	
Апрѣль	4.5	3.7	+0.8	4.1	3.6	+0.5	
Май	9.1	7.1	+2.0	7.3	5.8	+1.5	
Іюнь	14.0	11.2	+2.8	10.7	8.4	+2.3	
Іюль	15.0	12.0	+3.0	12.8	10.1	+2.7	
Август.	14.9	12.4	+2.5	13.8	11.0	+2.8	
Сентяб.	13.1	11.5	+1.6	12.8	10.8	+2.0	
Октябрь	9.3	8.6	+0.7	10.3	9.2	+1.1	
Ноябрь	5.5	5.6	-0.1	7.2	6.9	+0.3	
Декабрь	3.0	3.4	-0.4	4.8	4.9	-0.1	

Лѣсъ, слѣдовательно, дѣйствуетъ умѣряющимъ образомъ; средняя температура въ полѣ выше, чѣмъ въ лѣсу:

на глубинѣ 0.6 метра на 3°.0 (въ іюлѣ),
 » » 1.2 » » 2.8 (въ августѣ).

Вліяніе наружнаго покрова. Такое же умѣряющее дѣйствіе имѣетъ состояніе наружнаго покрова почвы. Въ прежнее время наблюдали температуру почвы при оголенной поверхности. Благодаря инициативѣ проф. Воейкова, принята теперь болѣе рациональная система почвенныхъ наблюдений; поверхность почвы оставляется при естественномъ своемъ состояніи: зимою—снѣгъ, лѣтомъ—растительный покровъ. Вліяніе покрова можно видѣть изъ слѣдующихъ наблюдений:

а) Одесса (на глубинѣ 1.6 метра):

	естественный покровъ	оголенная поверхность	разность
январь	7°.3	6°.4	+0°.9
февраль	5.9	5.0	+0.9
мартъ	5.5	4.9	+0.6
апрѣль	7.4	7.2	+0.2
май	10.8	11.4	-0.6
іюнь	14.6	16.0	-1.4
іюль	17.3	19.0	-1.7
августъ	19.5	21.4	-1.9
сентябрь	19.4	20.5	-1.1
октябрь	17.5	17.9	-0.4
ноябрь	14.0	13.7	+0.3
декабрь	10.4	9.6	+0.8
годъ	12.5	12.8	-0.3

Какъ видно, въ зимніе мѣсяцы температура на глубинѣ 1.6 метра при естественномъ покровѣ выше, чѣмъ подъ оголенной поверхностью; въ лѣтніе мѣсяцы имѣетъ мѣсто обратное отношеніе. Вліяніе естественнаго покрова сказывается еще довольно явственно на глубинѣ 3.2 метра. Такъ, разность между средними мѣсячными температурами почвы въ сентябрь при естественномъ и искусственномъ покровѣ достигаетъ 1°.0.

b) Павловскъ (на глубинѣ 0.2 метра):

	окт.	нояб.	дек.	январь.	февр.	март.	апр.	май
естествен. покр.	5 ^o .6	1.3	0.5	0.4	-0.1	0.0	1.1	9.6
искусств. >	3.9	-1.6	-5.4	-9.2	-6.4	-3.1	2.3	10.0
разность . . .	1.7	2.9	5.9	9.6	6.3	3.1	-1.2	-0.4

c) Лѣсной Институтъ:

	0.2 метра			0.8 метра		
	естеств.	искусств.	разность	естеств.	искусств.	разность
февраль . . .	-0 ^o .5	-8.9	+ 8.4	1.7	-3.9	+5.6
мартъ . . .	-0.3	-3.0	+ 2.7	1.2	-1.7	+2.9
апрѣль . . .	0.0	1.6	- 1.6	1.2	0	+1.2
іюль	16.8	21.6	- 4.8	12.8	17.4	-4.6
августъ . .	14.4	16.3	- 1.9	12.5	15.3	-2.8
амплитуда.	17.3	30.5	-13.2	11.6	21.3	-9.7

Въ Павловскѣ, при одномъ изъ наблюденій, поверхность почвы, покрытая снѣгомъ, имѣла температуру $-3^{\circ}0$; въ то же время, термометръ, установленный на поверхности, очищенной отъ снѣга, показывалъ $-12^{\circ}0$. Отсюда видно, какое громадное значеніе для тепловаго состоянія почвы имѣетъ снѣговой покровъ.

Измѣненія температуры почвы по вертикальному направленію въ отдѣльные моменты года. Разсмотримъ еще одинъ вопросъ. Какія измѣненія температуры мы встрѣтимъ въ верхнихъ слояхъ почвы, если въ извѣстный день года будемъ опускаться внизъ по вертикальному направленію? Заранѣе можно сказать, что характеръ этихъ измѣненій будетъ зависеть отъ времени года. Вотъ что можно видѣть изъ записей метеорологической обсерваторіи въ Одессѣ:

Температура въ градусахъ С.	Наблюденія въ 1898 г.	Глубина въ метрахъ.					
		0.4	0.8	1.6	2.0	2.5	3.2
	15-го января	0.6	2.8	6.6	8.3	9.7	11.8
	15-го іюля	20.8	19.1	16.4	15.0	13.3	12.2
	15-го апрѣля	7.8	7.2	6.0	6.2	6.6	8.1
	15-го октября	11.8	14.9	17.0	17.0	16.3	15.8

Эта таблица показываетъ, что температура съ глубиною
 15 января повышается отъ $0^{\circ}.6$ до $11^{\circ}.8$;
 15 юля понижается » 20.8 » 12.2 ;
 15 апрѣля—болѣе холодный слой лежитъ между двумя слоями
 болѣе теплыми;
 15 октября имѣетъ мѣсто обратное соотношеніе.

Слой постоянной годовой температуры. Теорія и наблюденія одинаково приводятъ къ тому заключенію, что съ глубиною амплитуда годовыхъ колебаній постепенно уменьшается, т. е. годовыя колебанія затухаютъ. На известной глубинѣ лежитъ слой, годовая амплитуда котораго меньше возможныхъ погрѣшностей наблюденій и не превышаетъ известной величины, напр. $0^{\circ}.1$. Можно считать, что слой этотъ не принимаетъ болѣе участія въ годовыхъ колебаніяхъ температуры. Это слой *постоянной годовой температуры*. Въ подвалахъ парижской обсерваторіи, еще въ 1783 году былъ установленъ, на глубинѣ 27.6 метра, термометръ, и неизмѣнное многолѣтнее его показаніе было $11^{\circ}.85$. Глубина слоя постоянной температуры зависитъ, подобно тому какъ и глубина слоя постоянной *суточной* температуры, отъ физическихъ свойствъ почвы и отъ амплитуды годовыхъ колебаній на поверхности. Колебанія, совершающіяся на поверхности въ болѣе широкихъ предѣлахъ, проникаютъ глубже и обратно. Для убыванія амплитуды съ глубиною существуетъ, какъ мы видѣли, формула:

$$p_h = p_0 e^{-h \sqrt{\frac{\pi}{k\tau_1}}} \quad (1)$$

Если бы постоянная k была известна для данной почвы, то мы могли бы опредѣлить для нея теоретически глубину, на которой амплитуда $p_h = 0^{\circ}.1$ или $0^{\circ}.01$; но опредѣленіе числового значенія коэффициента k представляетъ значительныя трудности вслѣдствіе неоднородности почвы; поэтому, глубину слоя постоянной годовой температуры опредѣляютъ путемъ экстраполяціи. Изъ формулы (1) имѣемъ:

$$\log p_h = \log p_0 - h \sqrt{\frac{\pi}{k\tau_1}},$$

$$\log p_h = \log p_0 - Ah \quad ,$$

Внося въ это уравненіе, вмѣсто p_0 , амплитуду колебаній на поверхности, а вмѣсто p_h амплитуды колебаній на различныхъ глубинахъ h , можно помощью способа наименьшихъ квадратовъ вычислить коэффициентъ A . Полученное уравненіе дастъ тогда возможность опредѣлять ту глубину, на которой $p_h=0^{\circ}.1$ или $0^{\circ}.01$. Такія вычисленія дали слѣдующіе результаты:

	0°.1	0°.01
Петербургъ	15.6 метра	22.0 метра
Эдинбургъ	11.9 »	18.0 »
Упсала	13.2 »	19.0 »
Цюрихъ	15.2 »	22.0 »
Парижъ	14.6 »	21.0 »
Брюссель	15.8 »	23.0 »

Wild находитъ, что тотъ слой, въ которомъ годовое колебаніе не обнаруживается болѣе нашими метеорологическими термометрами, лежитъ на глубинѣ отъ 15 до 30 метровъ. Если бы мы мысленно провели непрерывную поверхность черезъ всѣ точки, въ которыхъ впервые затухаютъ годовыя колебанія температуры почвы, то мы бы получили весьма сложную форму; въ нѣкоторыхъ мѣстахъ она подходила бы ближе къ дневной поверхности (въ морскихъ климатахъ, особенно тропическаго пояса), въ другихъ—она отходила бы вглубь почвы (въ континентальныхъ странахъ). Въ Одессѣ, глубина этого слоя, найденная экстраполяціей, равна приблизительно 20 метрамъ.

Средняя годовая температура слоевъ, лежащихъ на различныхъ глубинахъ. Средняя годовая температура различныхъ слоевъ выражается слѣдующими числами:

а) Одесса.

	естествен. покровъ	огол. пов.	разность
на поверхности	14°.3	14°.0	+0°.3
» глубинѣ 0.1 метра . .	13.1	—	—
» » 0.2 »	12.2	—	—
» » 0.4 »	12.5	12.7	-0.2
» » 0.8 »	12.6	12.5	—
» » 1.6 »	12.5	12.7	-0.2
» » 2.0 »	12.6	—	—
» » 2.5 »	12.0	—	—
» » 3.2 »	12.3	12.7	-0.4

Если этотъ законъ имѣеть мѣсто и дальше, то можно сказать, что температура слоя постоянной температуры въ Одессѣ равна приблизительно $12^{\circ}.5$.

б) Тифлисъ.

поверхность . . .	$15^{\circ}.91$	0.40 метра . . .	15.08
0.01 метра . . .	16.60	0.84 » . . .	15.44
0.02 » . . .	16.38	1.65 » . . .	15.08
0.05 » . . .	16.02	3.26 » . . .	14.50
0.10 » . . .	16.03	3.99 » . . .	14.30
0.20 » . . .	15.78		

с) Токуо.

	minimum	maximum	годъ
воздухъ	$2^{\circ}.91$ (январь)	$25^{\circ}.96$ (август)	13.93
поверхн.	2.57 (январь)	28.84 (август)	15.55
0.3 метра	4.59 (январь)	26.49 (август)	15.26
0.6 »	6.71 (февраль)	24.79 (август)	15.57
1.2 »	8.83 (февраль)	22.54 (сентябрь)	15.43
3.0 »	13.08 (май)	18.09 (ноябрь)	15.50
5.0 »	14.89 (июль и август)	16.12 (январь)	15.51
7.0 »	15.20 (октябрь)	15.57 (апрель)	15.38

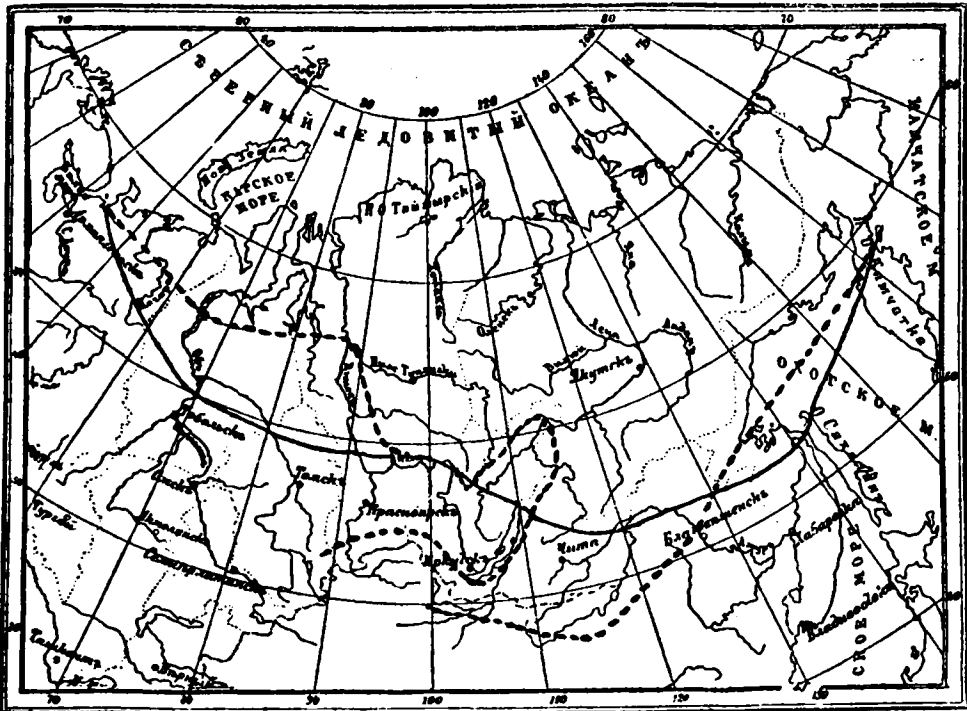
Повидимому, средняя годовая температура различныхъ слоевъ почвы въ данномъ мѣстѣ приблизительно одна и та же. Такой постоянной температурой въ Одессѣ является $12^{\circ}.5$, на $2^{\circ}.5$ выше средней годовой температуры воздуха, измеренной на высотѣ 3 метровъ. Въ Токуо этотъ избытокъ равенъ $1^{\circ}.5$. Въ Тифлисъ средняя годовая температура различныхъ слоевъ съ глубиною постепенно понижается. Наиболее высокая средняя годовая температура наблюдается, повидимому, въ слое, лежащемъ на глубинѣ около 0.01 метра.

Мы видѣли, что средняя годовая температура слоевъ почвы, лежащихъ на различныхъ глубинахъ, приблизительно, одинакова; это даетъ основаніе предполагать, что доступная наблюденію толща земли находится въ *стаціонарномъ* тепловомъ состояніи, а слѣдовательно, приходъ тепла, получаемого корой снизу, отъ земного ядра, равенъ его расходу въ междупланет-

ную среду. Можно предполагать, что собственная тепловая энергия земного ядра не имѣетъ никакого вліянія на тепловое состояніе верхнихъ слоевъ и атмосферы, а слѣдовательно, не играетъ никакой роли въ метеорологическихъ процессахъ. По вычисленію Нанп'а, количество теплоты, получаемое въ теченіе года каждымъ квадратнымъ сантиметромъ земной поверхности, снизу равно 54.2 малыхъ калорій.

Вѣчная мерзлота. Еще недавно высказывалось мнѣніе, что температура слоя постоянной температуры въ экваторіальныхъ странахъ нѣсколько ниже температуры воздуха на поверхности; въ болѣе высокихъ широтахъ имѣетъ мѣсто обратное соотношеніе. На переходѣ, слѣдовательно, долженъ существовать поясъ, въ которомъ температура постоянного слоя равна средней годовой температурѣ воздуха на поверхности. Во всякомъ случаѣ, между этими температурами должна существовать извѣстная зависимость: чѣмъ ниже средняя годовая температура на поверхности, тѣмъ ниже температура слоя постоянной температуры. Но въ полярныхъ странахъ средняя годовая температура на поверхности земли ниже 0° ; слѣдовательно, слой постоянной температуры будетъ имѣть также температуру ниже 0° ; другими словами, въ полярныхъ странахъ на извѣстныхъ глубинахъ долженъ существовать слой вѣчно мерзлой почвы, болѣе или менѣе значительной мощности. Можно даже указать границу этой области. Граница эта (фиг. 94) проходитъ нѣсколько сѣвернѣе Архангельска (смотри пунктирную кривую), пересѣкаетъ Уральскій хребетъ подъ 65° с. ш., идетъ далѣе сѣвернѣе Томска и огибаетъ Байкальское озеро подъ 51° с. ш., спускается въ области рѣки Амура даже до 48° с. ш., затѣмъ поднимается и пересѣкаетъ Камчатку подъ 58° с. ш.; Америку эта граница встрѣчаетъ уже подъ 64° с. ш., проходитъ ниже форта Симпсона и спускается около Гудзонова залива до 51° с. ш., а затѣмъ снова поднимается къ сѣверу. Слѣдовательно, Гренландія, полуостровъ Кола и почти вся сѣверная Азія принадлежатъ къ мѣстамъ, гдѣ слой постоянной температуры состоитъ изъ промерзшей почвы. Не нужно думать, что кривая, которая служить южной границей слоя постоянной температуры, состоящаго изъ промерзшей почвы, есть въ то же время и граница всякой растительности. И сѣвернѣе этой границы можно встрѣтить еще растительную культуру. Растительности здѣсь благо-

пріятствуетъ *оттаиваніе* верхняго слоя почвы во время лѣта. Такъ, въ Сибири, около Якутска, подъ 62° с. ш. еще занимаются хлѣбопашествомъ, а въ Америкѣ около устья рѣки Макензіевой воздѣлываютъ землю даже подъ $64-65^{\circ}$ с. ш. Мощностъ слоя съ постоянно промерзшей почвой бываетъ весьма значительна. На это указываютъ наблюденія, сдѣланныя въ Якутскѣ въ довольно глубокой шахтѣ. Она была начата Шаргинымъ въ 1828 г. съ цѣлью сдѣлать колодезь. Сначала было вырыто земли около



Фиг. 94.

9 м., но слой промерзшей почвы все еще продолжался. Въ началѣ 30 годовъ продолжили эту скважину до глубины 38 м. Вскорѣ затѣмъ посѣтилъ этотъ колодезь извѣстный путешественникъ Врангель и посоветовалъ углубить его для научныхъ цѣлей. Въ 1837 г. онъ былъ доведенъ уже до глубины 116,4 м.; но, такъ какъ почва все еще была промерзшей, то этотъ колодезь былъ сверху задвѣланъ. Въ 1840 г. Академія Наукъ поручила

чила Миддендорфу изслѣдовать температуру почвы на различныхъ глубинахъ этого колодца, и онъ нашелъ на глубинѣ 6 м. — 10.2° Ц., а на днѣ — 3° Ц. Изъ этихъ наблюдений мы видимъ, что промерзшая почва существуетъ на значительной глубинѣ.

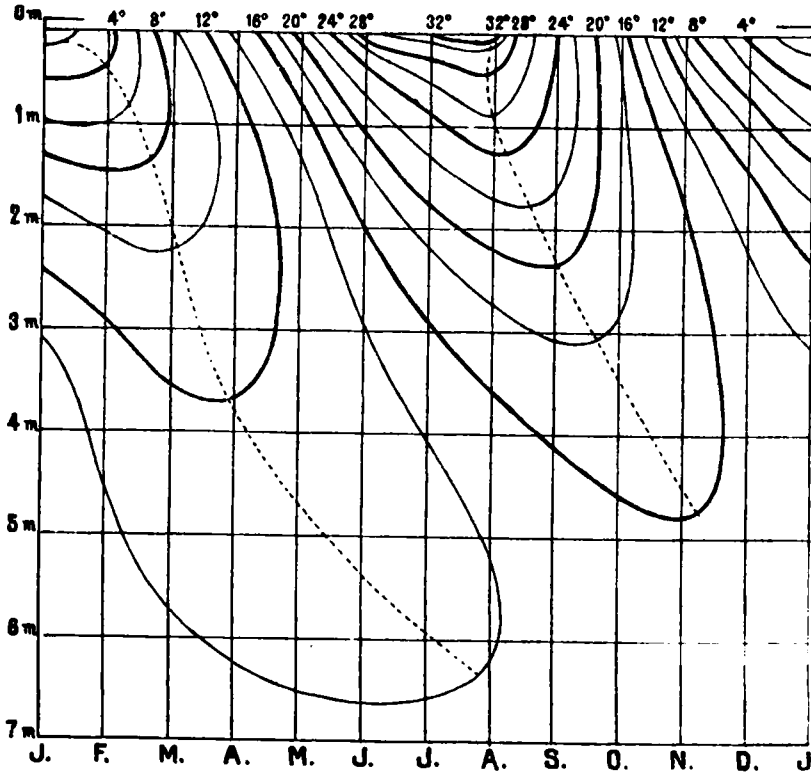
Промерзание почвы. Рассмотримъ еще вопросъ о зимнемъ промерзаніи почвы. Въ зимніе мѣсяцы промерзаетъ слой почвы известной толщины. Въ практическомъ отношеніи (при проведеніи водопроводныхъ трубъ, закладкѣ фундаментовъ), весьма важно знать, до какой глубины можетъ достигать промерзание почвы, т. е. паденіе ея температуры ниже нуля. Въ Одессѣ, наиболее низкая температура отмѣчена 24 февраля 1907 года на глубинѣ 0.8 метра ($-0^{\circ}.1$). На глубинѣ же 1.6 метра минимумъ температуры равнялся $3^{\circ}.7$. Промерзающій слой лежитъ, слѣдовательно, между 0.8 и 1.6 метра. Если допустимъ, что измѣненія температуры идутъ пропорціонально глубинѣ, то нетрудно вычислить, путемъ графической интерполяціи, что промерзание почвы въ Одессѣ, на основаніи имѣющихся данныхъ (14 лѣтнихъ наблюдений), можетъ достигать глубины 0.82 метра (около $1\frac{1}{4}$ аршина). Въ другихъ пунктахъ земного шара получены слѣдующія числа для глубины промерзанія, при оголенной поверхности :

въ Тбилисѣ наибольшая глубина промерзанія . . .	0.4 метра
» Брюссель » » » . . .	0.7 »
» Вѣнѣ » » » . . .	0.8 »
» Кенигсбергъ » » » . . .	1.25 »
» Павловскъ » » » . . .	1.6 »
» Парижъ (подъ очис. почвой) глубина промерз. . .	0.6 »
» » (при естеств. поверхн.) » » . . .	0.3 »

По Вильду, слой снѣга защищаетъ почву такъ, какъ слой песка двойной толщины.

Изоплеты. Графически легко выразить зависимость между двумя переменными величинами, напримѣръ, зависимость между температурой почвы и глубиной, между температурой почвы и часами дня и т. п. Для этого нужно, какъ мы видѣли, на оси абсцисъ отложить равныя части, выражающія, напримѣръ, часы сутокъ и изъ точекъ дѣленія возставить перпендикуляры, пропорціональныя температурамъ, соответствующимъ раз-

личнымъ часамъ. Кривая, соединяющая оконечности перпендикуляровъ и выразитъ графически искомый законъ. Но иногда нужно выразить зависимость, существующую между тремя переменными, напримеръ, зависимость температуры почвы отъ глубины и отъ времени года. Для этого, попрежнему, возьмемъ двѣ взаимно пересѣкающіяся подъ прямымъ угломъ прямыя линіи. На оси ординатъ (фиг. 95) отложимъ равныя части, пропорціо-



Фиг. 95.

нальныя глубинамъ 1 м., 2 м., 3 м. и т. д. Изъ точекъ дѣленія *J, F, M, ..* проведемъ прямыя параллельныя оси ординатъ. На первой прямой, въ точкахъ ея пересѣченія съ прямыми параллельными оси абсциссъ, напишемъ среднія температуры, найденныя для января на глубинахъ 1 м., 2 м. и т. д. Тоже сдѣлаемъ соответственно на прямыхъ, проведенныхъ черезъ точки *F, M* и т. д. Примѣняя графическую интерполяцію, и соединяя точки,

соответствующія одинаковымъ температурамъ, непрерывными кривыми, получимъ систему кривыхъ, представленную на фигурѣ 95. Если мы, на полученномъ чертежѣ, будемъ идти по линиямъ параллельнымъ оси ординатъ, то получимъ наглядное представленіе о средней температурѣ, господствующей на различныхъ глубинахъ въ январѣ, февралѣ и т. д. Если же будемъ перемѣщаться по прямымъ, параллельнымъ оси абсциссъ, то найдемъ измѣненія температуры на различныхъ глубинахъ въ различные мѣсяцы года. Подобныя карты изоплетъ даютъ весьма наглядное представленіе о ходѣ и характерѣ измѣненій какого нибудь метеорологическаго фактора въ зависимости отъ другихъ двухъ переменныхъ. Строго говоря, эту зависимость слѣдуетъ выразить не на плоскости, а въ пространствѣ. Во взятомъ выше примѣрѣ, на двухъ взаимно перпендикулярныхъ прямыхъ нужно отложить части, выражающія мѣсяцы и глубины; а на перпендикулярахъ, возставленныхъ изъ различныхъ точекъ плоскости, — соответствующія температуры. Черезъ оконечности этихъ перпендикуляровъ провести непрерывную поверхность. Ходъ этой поверхности и выразить ходъ температуры на различныхъ глубинахъ и въ разное время года. Разсѣчемъ нашу поверхность плоскостями, параллельными первоначально взятой нами основной плоскости. Если полученные въ сѣченіи контуры проектируемъ на ту же основную плоскость, то и получимъ, очевидно, систему изоплетъ.

Литературныя указанія.

А) Солнечный климатъ.

1) Halley. A discourse concerning the proportional heat of the Sun in all latitudes. Phil. Trans. for the year 1693. Vol. XVII.

2) Lambert. Pyrométrie. Berlin. 1779.

3) Poisson. Théorie mathématique de la chaleur. Paris. 1835.

4) Meech. On the relative intensity of the heat and light of the Sun. Smithsonian contributions to Knowledge, Vol. IX, 1856.

5) Lambert. Lois de l'insolation (Comptes Rendus de l'Acad. des Sciences. T. LXV, Paris, 1867).

6) Wiener. Ueber die Stärke der Bestrahlung der Erde durch die Sonne (Schlömilch's Zeitschrift für Mathem. und Physik, 1877, T. 22).

7) Angot. Recherches théoriques sur la distribution de la chaleur à la surface du globe (Annales du Bureau Central Met. de France, Paris. 1885).

8) Zenker. Die Vertheilung der Wärme auf der Erdoberfläche. Berlin. 1888.

9) Hargreaves. Distribution of Solar Radiation on the Surface of the Earth. Cambridge Phil. Trans. Vol. XVI, Part. I, 1896.

10) Hopfner. Die Vertheilung der solaren Wärmestrahlung auf der Erde. (Sitzungsber. der Wiener Akad. der Wissenschaften. Math.-nat. Klasse, Bd. CXIV, Abt. II a, 1906.

B) *Температура почвы.*

11) * Pernet. Ueber die Bestimmung von Erdtemperaturen mit Thermoketten. Wild's Repertorium für Meteorologie, Bd. II.

12) * Wild. Ueber die Bodentemperaturen in St.-Petersburg und Nukuss. Ibid. Bd. VI.

13) * Leyst. Ueber die Bodentemperatur in Pawlowsk., ibid. Bd. XIII.

14) * Fritsche. Ueber die Temperatur des Erdbodens in Peking., ibid. Bd. II.

15) * Vannary. Sur la température du sol dans certains endroits de l'Empire de Russie. Mémoires de l'Académie Imp. d. Sc. de St.-Pétersb. Sér. VIII, Vol. V.

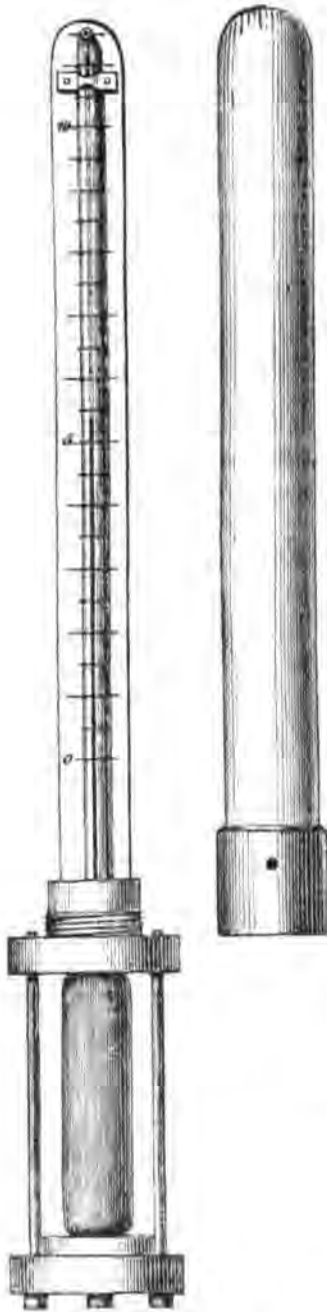
16) * Статьи въ журналѣ: Annales du bureau météorologique central de France.

VIII.

Тепловое состояніе земного ядра.

Повышеніе температуры ниже слоя постоянной годовой температуры. Геотермометръ Магнуса. Результаты наблюденій въ шахтахъ, буровыхъ скважинахъ; геотермическая ступень. Наблюденія въ туннеляхъ. Вѣроятность высокихъ температуръ въ ядрахъ земли. Гипотезы относительно физическаго строенія земного ядра. Опыты Тамаяна. Новѣйшія воззрѣнія. Литературныя указанія.

Повышеніе температуры ниже слоя постоянной годовой температуры. Всѣ наблюденія, произведенныя ниже слоя по-



Фиг. 96.

стойной годовой температуры, показали, что температура съ глубиною постепенно повышается. Подобныя наблюденія произведены въ рудникахъ и шахтахъ, въ артезианскихъ колодцахъ, въ буровыхъ скважинахъ и, наконецъ, въ туннеляхъ. Въ рудникахъ можно наблюдать температуру воздуха, температуру воды, выступающей изъ горныхъ породъ шахты, температуру горной породы. Но первые два способа не могутъ дать точныхъ результатовъ. Температура воздуха въ шахтѣ можетъ видоизмѣняться значительно вслѣдствіе присутствія людей, лампъ, вентилациі, холодныхъ токовъ падающихъ сверху. Вытекающая изъ горныхъ породъ вода можетъ приносить температуру болѣе высокихъ горизонтовъ, изъ которыхъ она падаетъ. Остается, слѣдовательно, наблюдать температуру самой горной породы. Недостаточно точные результаты даютъ также измѣренія въ артезианскихъ колодцахъ, вслѣдствіе конвекціонныхъ токовъ, охлаждающихъ нижніе слои и согревающихъ верхніе. Наиболее точныя данныя получены въ буровыхъ скважинахъ.

Геотермометръ Магнуса. При геотермическихъ измѣреніяхъ применяется *геотермометръ Магнуса*. Геотермометръ Магнуса (фиг. 96) представляетъ большой термометровидный, открытый сверху, сосудъ, наполненный ртутью. При темпера-

турѣ наружнаго воздуха ртуть доходитъ, положимъ, до высоты a . Затѣмъ вставляютъ этотъ геотермометръ въ горную породу, температуру которой желаютъ опредѣлить. Такъ какъ температура этого слоя бываетъ, обыкновенно, выше температуры наружнаго воздуха, то ртуть, вслѣдствіе расширенія, дойдетъ до верхняго края трубки и часть ея выльется. Геотермометръ этотъ окруженъ стеклянной гильзой и вылившаяся ртуть можетъ быть взвѣшена. По вѣсу этой ртути, помощью простаго вычисленія, находятъ максимум температуры того слоя, въ который былъ помѣщенъ геотермометръ. Но можно и безъ вычисленія опредѣлить эту температуру. Помѣщаютъ геотермометръ въ стаканъ съ водою и нагреваютъ воду до тѣхъ поръ, пока ртуть не дойдетъ до верхняго края трубки; если измѣрить температуру воды въ это мгновеніе, то получится, вмѣстѣ съ тѣмъ, температура изслѣдуемаго слоя.

Результаты наблюденій въ шахтахъ и буровыхъ скважинахъ; геотермическая ступень. Ячевскій ¹⁾ насчитываетъ въ настоящее время 275 болѣе значительныхъ пунктовъ, для которыхъ имѣются болѣе надежныя данныя. Станціи эти расположены, главнымъ образомъ, въ среднихъ широтахъ. Наибольшая глубина рудниковъ и каменноугольныхъ копей не превышаетъ 1500 метровъ. Каменноугольныя копи Flépus въ Бельгій находятся на глубинѣ 1150 метровъ. Мѣдный рудникъ Несла на Верхнемъ Озерѣ—1396 метровъ. Глубже въ землю проникаютъ буровыя скважины:

	глубина въ метрахъ	температура на днѣ
Sperenberg (близъ Берлина)	1268	48°.1
Marietta	1360	43.9
Pittsburg	1703	49.4
Schladebach	1716	56.6
Paruschowitz	2003	70.0

Наиболѣе глубокая скважина доходитъ до глубины 2003 метровъ, что приблизительно составляетъ $\frac{1}{3200}$ часть земнаго радіуса. Наболѣе высокая температура, непосредственно измѣ-

¹⁾ Ячевскій. О термическомъ режимѣ поверхности земли. Спб. 1906.

ренная, равна 70°. Повышеніе температуры съ глубиною найдено вездѣ, даже въ мерзлой почвѣ Якутска:

глубина	температура	глубина	температура
2.1 метра	—11°.1	60.9 метра	—4°.8
3.7 »	—10.2	76.2 »	—4.2
6.1 »	—10.2	91.4 »	—3.9
15.2 »	— 8.3	106.7 »	—3.4
30.4 »	— 6.5	116.4 »	—3.0
45.7 »	— 5.5		

Степень повышенія температуры съ глубиною весьма различна. Мѣрою этого повышенія можетъ служить число градусовъ, на которое увеличивается температура на каждые 100 метровъ вертикальнаго пониженія или число метровъ, на которое нужно опуститься по вертикальному направленію вглубь, чтобы температура повысилась на 1° (геотермическая ступень). Средняя величина геотермической ступени для 17 болѣе значительныхъ артезіанскихъ колодцевъ равна 33.8 метра. Въ буровыхъ скважинахъ:

	геотермическая ступень	повышеніе на 100 м.
Creusot	26.5 метра	3°.77
Sperenberg	33.7 »	2.97
Schladebach	36.8 »	2.71
Parnschowitz	34.0 »	2.94
Lieth	35.1 »	2.85
Pittsburg	34.0 »	2.94.

Такимъ образомъ, геотермическая ступень весьма различна въ различныхъ мѣстностяхъ и въ различныхъ буровыхъ скважинахъ. Различіе это объясняется различіемъ въ теплопроводности и теплоемкости породъ, а также, быть можетъ, незаконченными химическими процессами, сопровождающимися выдѣленіемъ тепла. Особенно велики колебанія въ рудникахъ, какъ это видно изъ слѣдующихъ примѣровъ:

	повышеніе на 100 метр.		
	среднее	мин.	макс.
металлическіе рудники Корнвалиса	3°22	2.15	6.25
Саксонскіе »	2.35	0.85	6.25
рудники Англїи и Бразилїи	1.88	1.16	5.26
рудники Alpin въ сѣв. Франціи	—	3.73	6.51

Геотермическая ступень найдена:

въ скважинахъ Mascholes и Charmoу	14—26 метровъ	
» Comstock'ой жигъ	18.0	»
» Pittsburg'ъ	34.0	»
» округъ Minas Geraes (Бразилїи)	86.0	»
» мѣдныхъ рудникахъ на Верхнемъ Озерѣ по Wheller'у	122.8	»
а по новѣйшимъ наблюденїямъ Lanc'a	69.2 ¹⁾	»

Величина ступени колеблется въ значительныхъ предѣлахъ не только въ мѣстностяхъ, болѣе или менѣе удаленныхъ другъ отъ друга, но даже въ одной и той же скважинѣ. Въ наиболѣе рѣзкой формѣ это выражено въ скважинѣ Naguenaу, изслѣдованной Daubrée, въ которой градиентъ колеблется отъ 8.2 до 12.2 м., а градиентъ для промежуточныхъ глубинъ достигаетъ 105.3 м. Branco отмѣчаетъ въ скважинѣ Reschelbronn неизмѣнную температуру въ 21° въ слое мощностью въ 47 метровъ. Werveke, для скважинъ Oberkreutzhausen, даетъ величины градиентовъ отъ 1.5 до 24.4 метра. Въ шахтахъ Forstmann, на Комстокской жигѣ, среди поясовъ съ высшею температурою встрѣчаются поясы съ низшей. Примѣры полного отступленія отъ обыденно принимаемыхъ нормъ представляютъ термическія условія въ ртутныхъ рудникахъ Идрїи. Fh. Scheimpflug и Max Holler ²⁾, на основанїи своихъ наблюденїй, показали, что на нѣкоторой глубинѣ находится ограниченный очагъ высокой

¹⁾ Ячевскій. О термическомъ режимѣ поверхности земли. Спб. 1905, стр. 22.

²⁾ Scheimpflug Fh. und Holler Max. Temperaturmessungen im Quecksilberbergwerk. von Idria. Sitzungsberichte der K. Akademie der Wissenschaften. Wien. 1899. CXIII. Bd. Abth. II. S. 960.

температуры, отъ котораго, по всѣмъ направленіямъ, температура горныхъ породъ понижается. Въ центрѣ очага она достигаетъ 27° , а на периферіи падаетъ до 12° . На вертикальныхъ разрѣзахъ мы видимъ слой съ температурою въ 18° , залегающій глубже, чѣмъ слой съ температурою въ 26° . Большая ось обследованнаго ими рудничнаго пространства достигаетъ 700 метровъ, а горизонтальная ось очага высокой температуры не многимъ болѣе 50 метровъ. Приводимыя авторами наблюденія надъ температурою горныхъ породъ на разныхъ горизонтахъ, за время съ 1890 по 1897 годъ, хотя не достаточно точныя, указываютъ, однако, на неизмѣнность во времени общихъ термическихъ отношеній въ рудникѣ¹⁾. Еще лучшій примѣръ неустойчивости величинъ градіента на незначительномъ даже участіи земной поверхности представляютъ данныя Darton'a²⁾. Въ южной и сѣверной Dakot'ѣ, на поверхности приблизительно въ 100 тыс. кв. километровъ, величины градіента колеблются въ предѣлахъ отъ 9.5 метр. до 24.6 метра, причемъ точки, въ которыхъ эти величины достигаютъ крайнихъ своихъ предѣловъ, находятся другъ отъ друга въ разстояніи не болѣе 50 километровъ³⁾.

Всѣ указанныя уклоненія имѣютъ мѣстный характеръ и могутъ быть объяснены различіемъ физическихъ свойствъ земныхъ пластовъ, а также продолжающимися въ извѣстныхъ слояхъ химическими процессами. Но если мы отвлечемся отъ этихъ мѣстныхъ аномалій, то общій законъ останется въ полной силѣ: температура съ глубиною повышается, и это явленіе имѣетъ мѣсто во всѣхъ изслѣдованныхъ широтахъ и долготахъ, даже въ вѣчной мерзлотѣ Якутска. Въ первомъ приближеніи, можно принять, что геотермическая ступень равна 30—35 метрамъ, что соотвѣтствуетъ $3^{\circ}.3$ — $2^{\circ}.8$ на каждые 100 метровъ. Наболѣе высокая температура, измѣренная непосредственно, равна 70° (на глубинѣ 2003 метровъ). Приведемъ еще три ряда дѣйствительно измѣренныхъ температуръ въ Sprengberg'ѣ, Pribram'ѣ и Paganaschowitz'ѣ:

¹⁾ Ibid.

²⁾ Darton N. H. Geothermal Data from Deep Artesian Wells in the Dakotas. The American Journ. of Science. 1898, p. 161.

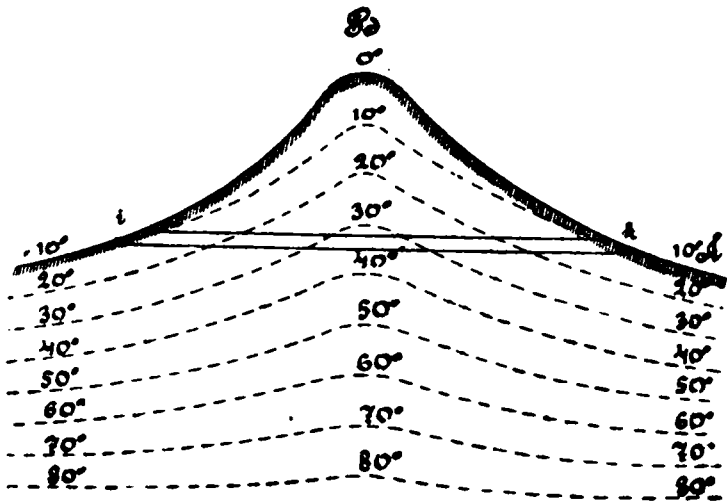
³⁾ Ячевскій. О термическомъ режимѣ поверхности земли, въ связи съ происходящими на ней геологическими процессами, стр. 22—23.

Spereuberg		Schladebach	
глубина въ метрахъ	температура	глубина въ метрахъ	температура
220	21° 58	1266	45° 25
283	23.47	1296	46.13
345	26.43	1416	50.25
408	26.88	1506	52.88
471	29.08	1536	53.13
534	30.92	1596	54.50
597	33.12	1626	55.00
660	35.83	1656	55.50
1064	46.55	1686	56.50
1268	48.10	1716	56.63

Pribram		Pareschowitz	
глубина въ метрахъ	температура	глубина въ метрахъ	температура
74.5	9° 4	6	12° 1
145.0	11.5	285	18.9
190.7	12.0	595	28.8
286.8	13.8	905	35.8
359.8	14.2	1215	46.4
432.7	15.1	1525	53.8
505.6	16.5	1835	65.0
581.5	17.8	1959	69.3
661.8	19.2		
737.3	20.4		
832.2	21.1		
889.3	21.8		

Мы уже раньше видѣли, что многіе ученые пытались выразить эмпирической формулой средней законъ повышенія температуры съ глубиною. Нѣкоторыя изъ этихъ формулъ мы привели выше (стр. 285) и указали предѣлы ихъ годности. Строго говоря, каждая изъ нихъ выражаетъ только тотъ рядъ наблюдений, изъ котораго вычислены ея коэффициенты.

Наблюденія въ туннеляхъ. Если мы въ массѣ земли мысленно проведемъ поверхность черезъ всѣ точки, имѣющія одну и ту же температуру, то получимъ, такъ называемую, *изотермическую поверхность*. Такія поверхности можно провести черезъ точки, имѣющія температуру 20°, 30°, 40° и т. д. Въ виду крайне неравномѣрнаго распредѣленія тепла въ земной корѣ, поверхности эти не параллельны между собою и, вообще, не имѣютъ правильнаго хода. Но, въ болѣе верхнихъ слояхъ земной коры, поверхности эти слѣдуютъ въ общемъ за ходомъ дневного рельефа земной поверхности, т. е., поднимаются вдоль склоновъ горъ и опускаются въ долинахъ и низменностяхъ. Ходъ ихъ, приближительно, можно видѣть на фигурѣ 97, на которой представлены



Фиг. 97.

изотермическія поверхности, соответствующія температурамъ 10°, 20°, 30°,.... Положимъ, что гора прорѣзана линіей туннеля *ik*. Если мы будемъ слѣдовать вдоль этой линіи, то постепенно встрѣтимъ температуры 10°, 20°, 30°. Въ средней части туннеля температура достигнетъ максимума, а затѣмъ начнетъ уменьшаться къ другому концу его. Измѣряя температуру горныхъ породъ въ какой нибудь точкѣ туннеля и вычисляя разстояніе этой точки отъ поверхности земли, считая по нормали, мы получимъ геотермическую ступень. Вотъ, на примѣръ, наблюденія, произведенныя въ туннелѣ Монъ-Сени:

	расстояние отъ южнаго входа	глубина туннеля	температура воздуха	температура породъ
1	500 метровъ	— метровъ	10°.5	14°.2
2	1000 »	520 »	15.3	17.0
3	2000 »	—	17.8	19.5
4	3000 »	—	20.3	22.8
5	4000 »	—	23.0	23.6
6	5000 »	910 »	24.5	27.5
7	6000 »	1370 »	26.8	28.8
8	6450 »	1600 »	<u>30.1</u>	<u>29.5</u>
9	6662 »	—	—	28.0
10	7000 »	1447 »	25.0	27.0

Въ С. Готардскомъ туннелѣ наиболѣ высокая температура равнялась 30°.8 на глубинѣ 1752 метра отъ поверхности горы; геотермическая ступень составляетъ 44 метра. На этомъ основаніи, можно было ожидать, что, въ недавно прорытомъ, Симпсонскомъ туннелѣ, температура должна достигнуть 43°. Въ дѣйствительности же она оказалась равной 53°, на глубинѣ 2135 метровъ отъ поверхности горы.

Вѣроятность высокихъ температуръ въ нѣдрахъ земли.
Мы сказали, что въ земной корѣ непосредственно измѣрена температура равная 70°. Но горячіе источники указываютъ на существованіе въ земной корѣ температуръ близкихъ къ температурѣ кипѣнія воды. Въ Исландскихъ гейзерахъ Бунзенъ нашелъ, на глубинѣ 10 метровъ, температуру 110°. Вулканическая дѣятельность земли служитъ признакомъ того, что въ нѣдрахъ земли возможны температуры, достаточныя для плавленія нѣкоторыхъ горныхъ породъ. Всѣ эти факты, вмѣстѣ взятые, дѣлаютъ вѣроятнымъ допущеніе, что на большихъ глубинахъ должны господствовать весьма высокія температуры; иначе говоря, планета наша обладаетъ извѣстнымъ, весьма значительнымъ, запасомъ тепловой энергіи. Конечно, мы не имѣемъ возможности опредѣлить температуры эти даже приблизительно, такъ какъ, до настоящаго времени, термометрически изслѣдована непосредственно лишь тонкая пленка земли ($\frac{1}{3400}$ часть земнаго радіуса), а экстраполяція существующихъ формулъ даетъ противорѣчивые результаты. Во всякомъ случаѣ мы вправѣ допустить,

что эти высокія температуры не расположены въ землѣ въ видѣ отдѣльныхъ тепловыхъ фокусонъ или очаговъ. Вѣроятнѣе, что вся вообще внутренняя полость земли обладаетъ повышенной тепловой энергіей. И дѣйствительно, всѣ наблюденія, произведенныя до сихъ поръ, показали, что температура съ глубиной повсемѣстно повышается. Хотя геотермическая ступень колеблется въ нѣкоторыхъ предѣлахъ, но она, тѣмъ не менѣе, вездѣ измѣряется числами приблизительно одного и того же порядка (десятками метровъ); явленіе имѣло бы иной характеръ, если бы высокія температуры расположены были въ видѣ отдѣльныхъ очаговъ. Съ другой стороны, карта географическаго распределенія вулкановъ свидѣтельствуетъ, что вулканическая дѣятельность пробуждается во всѣхъ широтахъ и долготахъ, даже среди полярныхъ свѣговъ (вулканы и гейзеры Исландіи, вулканы Эребусъ и Терроръ въ антарктическомъ поясѣ).

Гипотезы относительно физическаго строенія земного ядра. Но если внутри земли вѣроятны весьма высокія температуры, то, въ связи съ этимъ, является новый вопросъ: въ какомъ физическомъ состояніи находится земное ядро? Вопросъ этотъ, какъ чисто геологическій или, вѣрнѣе, космогоническій, стоитъ за предѣлами нашей задачи. Но, тѣмъ не менѣе, для полноты и цѣльности изложенія, возможно кратко, перечислимъ попытки, сдѣланныя для рѣшенія этой трудной задачи. Вопросъ этотъ интересенъ еще и въ томъ отношеніи, что, при изложеніи его, можно видѣть, какъ нерѣдко наука пытается подойти къ рѣшенію извѣстной проблемы разнообразными, совершенно независимыми другъ отъ друга, путями.

Весьма долго господствовало въ наукѣ, такъ называемое, ученіе флюидистовъ или защитниковъ жидкаго состоянія земного ядра. Школа эта основывала свое мнѣніе на общеизвѣстномъ фактѣ увеличенія температуры съ глубиной, экстраполируя эти факты за предѣлы ихъ годности. Вулканическая дѣятельность, при которой на дневную поверхность изливаются расплавленные горныя породы, говоритъ, повидимому, также въ пользу этого взгляда. По мнѣнію флюидистовъ, процессъ отвердѣванія земли долженъ былъ начаться съ поверхности и постепенно подвигаться къ центру. Воды океановъ и морей проникають вглубь, достигаютъ слоевъ, имѣющихъ высокую температуру, быстро обращаются въ пары и производятъ тѣ катаклизмы, которыя

пзвѣстны подъ именемъ вулканической дѣятельности. Противъ этого взгляда выдвинуто было другое воззрѣніе—воззрѣніе *ригидистое*. По этому воззрѣнію, процессъ остыванія шелъ въ другомъ порядкѣ. Земной шаръ остывалъ съ поверхности. Остывшія массы, дѣлаясь плотнѣе, падали къ центру земли. Встрѣчая на пути высокія температуры, массы эти вновь плавилась, отымая, для своего плавленія, нѣкоторое количество тепла; вслѣдствіе этого, температура всей массы земли въ общемъ понижалась. При продолжающемся подобномъ процессѣ, могъ наступить такой моментъ, когда падавшія сверху массы достигали, не успѣвъ расплавиться, центральной части земли. Съ точки зрѣнія этихъ размышленій, отвердѣваніе началось съ центра и только впоследствии образовалась кора, которая постепенно утолщалась; такимъ образомъ, можно предполагать, что, въ настоящее время, или вся земля успѣла уже насквозь отвердѣть или отвердѣвшая центральная часть земли отдѣлена отъ наружной твердой коры слоемъ полуостывшей массы; этотъ слой играетъ существенную роль въ явленіяхъ вулканизма. Споръ между флюидистами и ригидистами подвергался провѣркѣ различными косвенными путями.

Извѣстно, что ось земли не сохраняетъ своего неизмѣннаго положенія въ пространствѣ. Она, въ теченіе 26000 лѣтъ, описываетъ въ пространствѣ коническую поверхность; явленіе это называется прецессіей и объясняется въ небесной механикѣ совместнымъ дѣйствіемъ солнца и луны на экваторіальное вздутіе земли. Величина этого дѣйствія зависитъ отъ физическаго состоянія земли, т. е. отъ большей или меньшей толщины ея отвердѣвшей оболочки. Норкисъ ¹⁾ показалъ, что явленія прецессіи и нутаціи будутъ различны, смотря по тому, представляетъ ли земля вполне твердое, или вполне жидкое тѣло, или, наконецъ, жидкое тѣло, окруженное твердой корой. Для того, чтобы привести въ согласіе результаты наблюденій и вычисленій, необходимо допустить, что толщина отвердѣвшей вышѣ коры должна составлять около $\frac{1}{3}$ всего земного радіуса (1300—1600 килом.).

Къ косвенному рѣшенію этого вопроса можно подойти и другимъ, чисто физико-географическимъ, путемъ. Наибъ извѣстно явленіе прилива и отлива. Явленіе это есть результатъ дефор-

¹⁾ Researches in physical geology. Philos. Transact. of the Royal Soc. of London, 1839, II; 1840, I; 1842, I.

маціи, которой подвергается водная оболочка земли вслѣдствіе совмѣстнаго притягательнаго дѣйствія луны и солнца. Вслѣдствіе притягательнаго дѣйствія солнца и луны водная оболочка земли деформируется и стремится принять новую форму равновѣсія, а именно, форму эллипсоида, большая ось котораго направлена вообще къ лунѣ. Но нетрудно показать, что подобную деформацию испытываетъ не только жидкая, но и твердая часть земной коры. Вслѣдствіе этой деформации, въ районѣ прилива, подымается не только уровень водъ, но и самое дно океана, что влечетъ за собой уменьшеніе *видимой* высоты прилива. Это уменьшеніе видимой высоты прилива будетъ тѣмъ значительнѣе, чѣмъ легче уступаетъ деформации твердая оболочка, т. е. дно океана. Но большая или меньшая податливость земной коры дѣйствію деформации зависитъ, при одинаковыхъ прочихъ условіяхъ, отъ толщины этой коры. При болѣе толстой корѣ деформация твердой коры слабѣе, подъемъ дна океана меньше, а слѣдовательно, *видимая* высота прилива больше. Остается, очевидно, хорошо изучить, въ открытыхъ океанахъ, ходъ и высоту приливовъ и отливовъ и сравнить измѣренную высоту съ результатами вычисленій, сдѣланныхъ при различныхъ допущеніяхъ относительно толщины земной коры. Къ сожалѣнію, чрезвычайно трудно дать прочную основу этому методу, вслѣдствіе того, что дѣйствительный ходъ приливовъ и отливовъ осложняется массой второстепенныхъ факторовъ, измѣняющихъ теоретическій ихъ ходъ, можно сказать, до неузнаваемости. Томсонъ, изучая аналитически вѣковое охлажденіе земли, приходитъ къ тому заключенію, что наша планета, въ настоящее время, сплошь твердая и по твердости болѣе твердости стекла и приближается къ твердости стали. Но какимъ образомъ согласовать весьма высокія температуры въ центральныхъ частяхъ земли съ твердымъ ея состояніемъ? Еще очень недавно указывали на тотъ фактъ, что, для большей части тѣлъ, входящихъ въ составъ земной коры, точка плавленія повышается при повышеніи давленія; такъ напримѣръ, изъ опытовъ Норкинса:

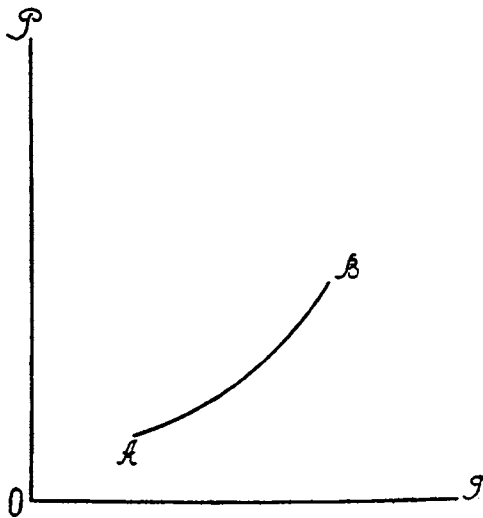
давленіе	спермацетъ	воскъ	сѣра
1 атмосфер.	51°	64°.	107°.
519 »	60	74.5	135.2
792 »	80.2	80.2	140.5

По мѣрѣ перехода отъ поверхности земли къ центру, давленіе увеличивается, такъ какъ каждый слой земли долженъ выдерживать давленіе всѣхъ выше лежащихъ. Мы видѣли раньше (стр. 80), что на глубинѣ 0.1 радіуса вѣроятное давленіе около 425000 атмосферъ, а въ центрѣ земли оно измѣряется уже милліонами атмосферъ. Возможно допустить, что, при этихъ высокихъ давленіяхъ, всѣ тѣла, несмотря на весьма высокую температуру, сохраняютъ свое твердое состояніе. Такимъ образомъ, можно привести въ согласіе весьма высокія температуры и твердое состояніе нѣдръ земли. Но допустимъ, что, въ какой-нибудь части этой массы, происходитъ пониженіе давленія, вслѣдствіе ли смѣщенія части земной коры, или вслѣдствіе взрыва массъ воды, проникшей вглубь; давленіе понижается, массы, освободившіяся отъ давленія, быстро переходятъ въ жидкое состояніе, причемъ переходъ сопровождается выдѣленіемъ огромнаго количества поглощенныхъ газовъ, какъ это бываетъ въ лабораторіяхъ при быстромъ охлажденіи металлическихъ массъ (опыты Чермака¹⁾); поверхность земли потрясается или вулканическими изверженіями, или сейсмической дѣятельностью. Такія потрясенія наиболѣе вѣроятны тамъ, гдѣ земная кора наиболѣе разорвана, изломана, наименѣе устойчива, т. е. въ мѣстахъ наибольшихъ дислокацій, особенно вблизи береговъ, круто поднимающихся изъ океаническихъ безднъ. Таковую линію наименѣе устойчивой части земной коры можно видѣть въ томъ вулканическомъ кольцѣ, которое окружаетъ Тихій океанъ, а также въ поясѣ разлома (стран. 87). Всѣ эти выводы построены на томъ законѣ, что температура плавленія возрастаетъ съ повышеніемъ давленія.

Опыты Таманна. Всѣ изложенные выше выводы и соображенія построены на томъ допущеніи, что законы явленій, открытые въ нашихъ лабораторіяхъ при болѣе или менѣе обыкновенныхъ условіяхъ, сохраняютъ свою годность и при тѣхъ громадныхъ давленіяхъ и температурахъ, которыя господствуютъ въ нѣдрахъ земли. Короче говоря, мы *экстраполируемъ* наши экспериментальныя данныя за предѣлы ихъ годности. Мы уже раньше

¹⁾ Vulkanismus als kosmische Erscheinung. Sitzb. der Wien. Ak. der Wissenschaften, 1876.

показали, съ какою осторожностью слѣдуетъ относиться къ результатамъ экстраполяціи эмпирическихъ формулъ. Воспользуемся настоящимъ случаемъ, чтобы показать, что такая же осторожность необходима при экстраполяціи даже качественной стороны экспериментальныхъ изысканій. Мы сказали, что всякое кристаллическое тѣло постояннаго состава, имѣетъ, при давленіи одной атмосферы, опредѣленную температуру плавленія. Съ повыше-ніемъ давленія, температура плавленія повышается для тѣлъ, которыя, при плавленіи, увеличиваются въ своемъ объемѣ. Ледъ, какъ извѣстно, обладаетъ обратнымъ свойствомъ. Если мы на



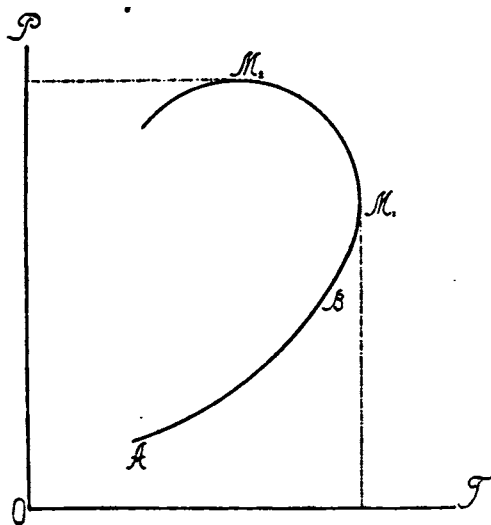
Фиг. 98.

оси OT (фиг. 98) отложимъ равныя части, выражающія температу-ры, а на оси OP — части, соответствующія давленіямъ, то зависимость между да-вленіемъ и соответ-ствующей температу-рой плавленія выра-зится нѣкоторой кри-вой линіей AB (кри-вая плавленія) Та-манн ¹⁾ изслѣдовалъ ходъ этой кривой линіи для давленій до 10000 атмосферъ и для тем-пературъ отъ -80°

до $+200^{\circ}$. Оказалось (фиг. 99), что, при повышеніи давленія и увеличеніи соответствующей температуры плавленія, увеличеніе объема становится меньше и меньше, достигаетъ нуля и затѣмъ переходитъ въ *отрицательное*; другими словами, объемъ твердой фазы дѣлается больше, а плотность меньше, чѣмъ жидкой. Очевидно, слѣдовательно, что кривая плавленія AM_1M_2 обра-щена къ оси OP своей вогнутой стороной (фиг. 99). Замѣча-тельная точка M_1 , въ которой твердая и жидкая фазы имѣютъ

¹⁾ Kristallisiren und Schmelzen. Leipzig. 1903.

одинаковыя плотности, лежитъ для глауберовой соли при температурѣ 31° и давленіи 2500 атмосферъ. Такимъ образомъ, вода не представляетъ какой-либо аномаліи; она, при давленіяхъ, господствующихъ на земной поверхности, находится только въ верхней части M_1M_2 кривой плавленія. Но кривая Таманна имѣетъ еще и другую замѣчательную точку M_2 . Отъ этой точки, съ пониженіемъ давленія, температура плавленія понижается. Точка M_2 соответствуетъ максимуму давленія, а точка M_1 — максимуму температуры. Точка M_2 характеризуется тѣмъ, что въ ней скрытое тепло плавленія равно нулю; въ этой точкѣ, это тепло мѣняется знакомъ и, при болѣе низкихъ температурахъ и давленіяхъ, дѣлается отрицательнымъ, т. е. при пла-



Фиг. 99.

вленіи тепло выдѣляется. Таманн дѣлаетъ попытку примѣнить эти изслѣдованія къ рѣшенію вопроса о физическомъ строеніи земного ядра. Онъ приходитъ къ тому заключенію, что въ нѣдрахъ земли должно существовать нѣсколько перемежающихся поясовъ твердой и жидкой массы, находящихся въ неустойчивомъ состояніи, что и вызываетъ вулканическую дѣятельность.

Новѣйшія воззрѣнія. При разсмотрѣніи вопроса о физическомъ состояніи земного ядра, нужно имѣть въ виду тотъ фактъ, что, при достаточно высокомъ давленіи, твердое состояніе тѣла становится тоже неустойчивымъ. Вещество, выполняющее центральную часть земли, должно находиться въ очень сжатомъ состояніи; молекулярныя силы его должны быть сильно увеличены и тягучесть повышена. Жидкости земного ядра скорѣе приближаются, по свойствамъ своимъ, къ смолѣ или сургучу чѣмъ къ жидкостямъ въ собственномъ смыслѣ этого слова.

Извѣстно, что даже металлы подъ высокимъ давленіемъ получаютъ способность къ жидкостнымъ движеніямъ безъ разрыва сплошности и дѣлаются *пластическими*, какъ это видно изъ опытовъ Tresca и Spring'a. Иначе говоря, грань, раздѣляющая твердое и жидкое состояніе, постоянно сглаживается. Съ другой стороны, температуры, господствующія въ центрѣ земли, по всей вѣроятности, превышаютъ критическія температуры всѣхъ тѣлъ, входящихъ въ составъ земли, а при подобныхъ условіяхъ теряется различіе между жидкимъ и газообразнымъ состояніемъ. При этихъ температурахъ, большая часть тѣлъ должна находиться въ газообразномъ состояніи. При очень высокихъ давленіяхъ и температурахъ могутъ образоваться соединенія, которыя неспособны къ существованію при обыкновенномъ давленіи и обыкновенной температурѣ. Если эти соединенія освобождаются отъ части давленія, то этотъ переходъ можетъ вызвать взрывы, сопровождающіеся выдѣленіемъ огромнаго количества тепла.

Такимъ образомъ, если распространить свѣдѣнія, добытыя въ нашихъ лабораторіяхъ, на глубокіе слои земли, гдѣ господствуютъ огромныя температуры и давленія, измѣряемая десятками тысячъ градусовъ и милліонами атмосферъ, то о нѣдрахъ земли можно себѣ составить слѣдующее представленіе. Твердая кора имѣетъ незначительную толщину. На глубинѣ около 60 километровъ, она переходитъ въ огненную пластическую массу (магма). Еще глубже, примѣрно на глубинѣ 300 километровъ, всѣ тѣла принимаютъ газообразное состояніе. Далѣе, слѣдуетъ закритическій газъ и, наконецъ, въ центральной части, находится однородный газъ, въ которомъ не существуетъ уже болѣе индивидуальныхъ химическихъ особенностей отдѣльныхъ тѣлъ. Переходъ отъ одного состоянія въ другое совершается постепенно и непрерывно, по мѣрѣ увеличенія давленія и температуры и при увеличивающейся плотности. Къ внѣшнимъ силамъ подобная система относится такъ, какъ твердое тѣло, и, съ этой точки зрѣнія, она находится въ полной гармоніи съ замѣчательными, выше приведенными, изслѣдованіями Норкинса и Томсона. Если бы эти гипотетическія предвидѣнія были справедливы, то мы вправѣ были бы сказать, что физическая природа стремится сохранить въ своемъ строеніи слѣды прежней жизни, точно такъ же, какъ мы это видимъ въ болѣе высокихъ формахъ жизни

органической. Мы могли бы установить своего рода геогенетический законъ, параллельный, въ нѣкоторомъ смыслѣ, закону биогенетическому.

Многія соображенія заставляютъ насъ предполагать, что самая верхняя часть земной коры находится, въ настоящее время, въ стационарномъ состояніи, и тепло, получаемое снизу, цѣлкомъ теряется въ междупланетное пространство. Сдѣлана попытка опредѣлить то количество тепла, которое, при посредствѣ нашей твердой оболочки, ежегодно разсѣивается въ мировое пространство. Конечно, это можно сдѣлать лишь при нѣкоторыхъ, чисто произвольныхъ, допущеніяхъ. Навѣ допускаетъ, что температура съ глубиною повышается на $2^{\circ}.86$ на каждые 100 метровъ и что термометрический коэффициентъ теплопроводности горныхъ породъ равенъ 0.006. Тогда каждый квадратный сантиметръ земной поверхности получаетъ въ секунду:

$$0.000286 \times 0.006 = 0.000001716,$$

а въ годъ 54.2 мил. калорій. Это тепло можетъ расплавить ледяную оболочку въ 7.4 мм. толщины. Очевидно, что подобный притокъ внутренняго тепла не можетъ играть никакой роли въ метеорологическихъ процессахъ. По вычисленію Tgaber't'a, это тепло можетъ повысить температуру земли лишь на $0^{\circ}.1$. Но такъ какъ процессъ отдачи тепла, черезъ посредство земной коры, продолжается цѣлыя геологическія эпохи, то, мало по малу, земное ядро должно постепенно охлаждаться и сокращаться въ объемѣ. Земная же кора, сохраняя свое стационарное тепловое состояніе, принуждена постоянно укладываться на постепенно уменьшающейся поверхности земного ядра; вслѣдствіе этого, образуются на этой корѣ складки, разрывы, трещины, а также создаются условія, необходимыя для взрыва подземныхъ геодинамическихъ силъ (вулканическія изверженія) и колебаній коры, какъ макро- такъ и микро-сейсмическихъ. Такимъ образомъ, какъ продолжающійся процессъ горообразования, такъ и вся вулканическая и сейсмическая дѣятельность земли являются результатомъ непрерывнаго разсѣиванія тепловой энергіи земли въ мировое пространство.

Въ заключеніе замѣтимъ, что въ самое послѣднее время промелькнула мысль о возможной связи между радиоактивностью

тѣлъ, входящихъ въ составъ земли, и тепловымъ состояніемъ земного ядра¹⁾).

Литературныя указанія. Весьма полныя литературныя указанія по этому вопросу можно найти въ статьѣ Franz'a Toula «Verschiedene Ansichten über das Innere der Erde». Wien. 1899, а также у Günther'a «Lehrbuch der Geophysik». 2-te Auflage. Общедоступный обзоръ результатовъ смотр.:

а) статья Шенберга «Современныя воззрѣнія на состояніе земного ядра». Извѣстія Русскаго астрономическаго общества, 1906, ноябрь;

б) статья Люткевича «Краткій обзоръ современныхъ свѣдѣній о внутренности земного шара». Труды метеорологической сѣти юго-запада Россіи въ 1900 году, второе десятилѣтіе, вып. V.

IX.

Тепловыя условія океановъ.

Нагрѣванія и охлажденія водяной оболочки земли. Методы опредѣленія температуры поверхностныхъ водъ. Методы опредѣленія температуры глубинныхъ водъ. Суточные и годовыя колебанія. Географическое распрежденіе температуры на поверхности океановъ. Распрежденіе температуры по вертикальному направленію въ океанахъ. Распрежденіе температуры по вертикальному направленію во внутреннихъ моряхъ. Особенность въ распреденіи температуры нѣкоторыхъ соленыхъ озеръ. Сравненіе нагрѣванія суши и океана. Образованіе льда. Черное море и краткое обозрѣніе «изическихъ его особенностей. Литературныя указанія.

Нагрѣванія и охлажденія водяной оболочки земли. Поверхность океаническихъ водъ, подобно поверхности суши, получаетъ свою тепловую энергію отъ солнца. Но законы распреденія этой энергіи въ твердой и жидкой оболочкѣ далеко неодинаковы. Во-первыхъ, теплоемкость суши меньше, чѣмъ тепло-

¹⁾ Подробнѣе смотр.: Elster und Geitel. Ueber die Radioaktivität der Erdschicht und ihre mögliche Beziehung zur Erdwärme. Wolfenbüttel. 1907.

емкость воды, вследствие чего, вода нагревается и охлаждается гораздо медленнее, чем суша и способна аккумулировать большой запас тепла; во-вторых, лучеиспускающая способность суши гораздо больше, чем водной поверхности; в-третьих, в твердой коре земли тепло проникает вглубь исключительно путем теплопроводности, между тем, в водной оболочке оно передается и другими путями. Радиация солнца, прежде всего, проникает на известную глубину и непосредственно нагревает слой известной толщины. Относительно проникания лучей различной преломляемости имются наблюдения Нйфег'а и Albrecht'а. Если напряженность лучей каждой преломляемости на поверхности примем за 100, то, на глубинѣ 10 метровъ, составъ радиацин будетъ слѣдующій:

лучи красные	между В и С . . .	2%
» оранжевые и желтые	» С » D . . .	7
» желто-зеленые	» D » E . . .	39
» зеленые	» E » F . . .	65
» голубые	» F » G . . .	69—76

Красные лучи, какъ видно, поглощаются быстро въ тонкомъ слое.

Далѣе, въ массахъ океаническихъ водъ существуютъ конвекціонныя токи, способствующіе обмѣну водъ верхнихъ и болѣе низкихъ слоевъ. Токи эти вызываются какъ термическими условіями, такъ и разностью соленостей; въ соленыхъ водахъ, верхніе слои, вследствие сильнаго испаренія, дѣлаются болѣе плотными, падаютъ внизъ и передаютъ свое тепло болѣе глубокимъ слоямъ.

Наконецъ, волненія океаническихъ водъ, вызываемыя вѣтрами, также способствуютъ обмѣну тепла между поверхностными и ниже лежащими слоями.

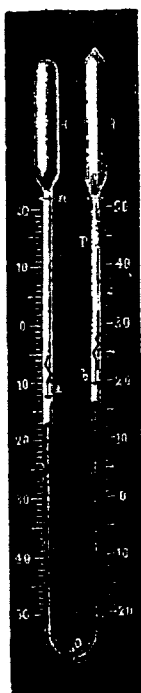
Все это, выстъ взятое, даетъ намъ основаніе предполагать, что всякія измѣненія въ тепловомъ состояніи непрерывной водной оболочки земли должны происходить медленно и въ менѣе широкихъ предѣлахъ (особенно посреди открытаго океана), чемъ въ верхнихъ слояхъ суши; но, съ другой стороны, всѣ эти измѣненія должны проникать глубже въ толщу воды.

Методы опредѣленія температуры поверхностныхъ водъ. Для измѣренія поверхностныхъ температуръ зачерпываютъ воду съ поверхности моря большимъ ведромъ и, поднявъ его на бортъ

корабля, непосредственно измѣряютъ температуру воды помощью чувствительнаго термометра. Значительная теплоемкость воды препятствуетъ быстрому измѣненію ея температуры во время производства опыта. Янсенъ предложилъ небольшое приспособленіе, дающее возможность находить поверхностную температуру моря, не прибѣгая къ необходимости вытаскивать воду на палубу. Приборъ Янсена состоитъ изъ термометра, заключеннаго въ деревянную оправу, который на веревкѣ опускается черезъ бортъ корабля въ море. Въ нижней части прибора находится свинцовое кольцо, къ которому прирѣплена кисть пеньковыхъ волоконъ. Такимъ образомъ, когда термометръ опускается въ воду, пеньковыя волокна расходятся и освобождаютъ шарикъ; когда же его вынимаютъ изъ воды, волокна плотно облегаютъ и обхватываютъ шарикъ и поддерживаютъ его температуру въ теченіе небольшого промежутка, который вполне достаточенъ для производства нужнаго измѣренія. Опыты показали, что термометръ сохраняетъ свою температуру въ теченіе 2 минутъ; такъ, въ одномъ опытѣ, термометръ показывалъ $19^{\circ}0$; когда же онъ былъ вынутъ изъ воды и выставленъ на солнце, то по истеченіи 2 мин. отъ начала опыта температура его была та же самая (19°) и только черезъ 2.5 мин. шарикъ принялъ температуру $19^{\circ}1$.

Методы опредѣленія температуры глубинныхъ водъ. Гораздо труднѣе опредѣленіе температуры на различныхъ глубинахъ. Первоначальный методъ состоялъ въ томъ, что зачерпывали воду изъ глубины моря въ достаточномъ количествѣ, быстро подымали на поверхность и измѣряли температуру ея посредствомъ чувствительнаго термометра. Этотъ приемъ вошелъ въ употребленіе еще въ срединѣ 18-го столѣтія, и тогда же былъ построенъ для этой цѣли приборъ Галлеса (1751—1752), которымъ пользовались Кузъ и Форстеръ; приборъ этотъ былъ впоследствии усовершенствованъ Парротомъ для экспедиціи Ленца. Въ окончательномъ своемъ видѣ онъ состоялъ изъ покрытаго цинкомъ жестиного цилиндра; толщина стѣнокъ 0.56 мм., высота—453 мм., діаметръ—298 мм. Отверстія въ мѣдныхъ рамахъ, прирывающихъ собою цилиндръ сверху и снизу, закрываются двумя клапанами, имѣющими видъ коническихъ чашекъ и прирѣпленными къ одному и тому же стержню, на которомъ и утвержденъ термометръ. Клапаны открываются и

закрываются сами собою, вслѣдствіе сопротивленія воды при опусканіи и подыманіи прибора. Для облегченія ихъ правильного дѣйствія, въ стержню приврѣплены на шарнирахъ особые рычаги съ противовѣсами. При такомъ устройствѣ прибора понятно, что онъ можетъ захватить съ собою воду исключительно изъ одной какой-нибудь глубины моря; во время погруженія клапаны приподымаются вверхъ, позволяя водѣ свободно протекать сквозь цилиндръ; во время же поднятія они опускаются и не допускаютъ притока воды изъ другихъ глубинъ, черезъ которыя проходитъ приборъ. Чтобы предохранить захваченную этимъ приборомъ воду отъ нагревательнаго дѣйствія



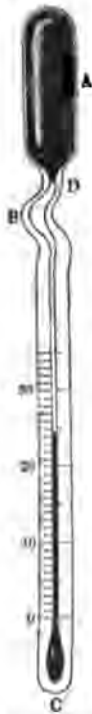
Фиг. 100.

верхнихъ слоевъ, устроители воспользовались закономъ Паррота, по которому теплопроводность уменьшается при прохожденіи тепла черезъ слои разнородныхъ тѣлъ. Для этой цѣли цилиндръ поочередно покрываютъ тонкими листами жести и пластинами сунна, пропитаннаго воскомъ и саломъ; снаружи приборъ обтянутъ холстомъ, покрытымъ масляною краской. Такимъ образомъ, оболочка состоитъ изъ 17 слоевъ; вѣсъ всего прибора въ воздухѣ равнялся 30.3, а въ соленой водѣ—16.4 килогр.

Второй способъ состоитъ въ томъ, что опускаютъ на глубину, вмѣстѣ съ лотомъ, термометръ, окруженный дурными проводниками; спустя нѣкоторое время приборъ вытаскиваютъ на палубу и записываютъ показаніе термометра. Окружающіе термометръ непроводники препятствуютъ измѣненію его температуры во время подыманія. Этимъ приемомъ впервые воспользовался Соэсюръ (Saussure, 1780) при измѣреніяхъ температуръ Средиземнаго моря.

Наконецъ, третій и наиболѣе надежный методъ заключается въ томъ, что, вмѣстѣ съ лотомъ, опускаютъ maximum и minimum термометръ или приборъ Negretti и Zambra. Первый приемъ былъ примененъ еще Крузенштерномъ и Горнеромъ. Самый приборъ основанъ на принципѣ термометра Сикса (фиг. 100); стеклянная кольчатая трубка оканчивается расширенными частями, а

нижняя часть трубки наполнена ртутью; колѣно *a* содержитъ спиртъ; спиртъ занимаетъ также часть праваго колѣна *b*; остальную часть трубки *b* наполняютъ пары спирта. У *a* и *b* помѣщаются вилевые поплавки, снабженные слабыми стальными пружинами, которыя (какъ это изображено на приведенномъ чертежѣ) не позволяютъ поплавкамъ скользить вдоль стѣнокъ. Если поплавки приведены въ соприкосновеніе съ уровнемъ ртути въ *a* и *b* (помощью магнита), то при повышеніи температуры

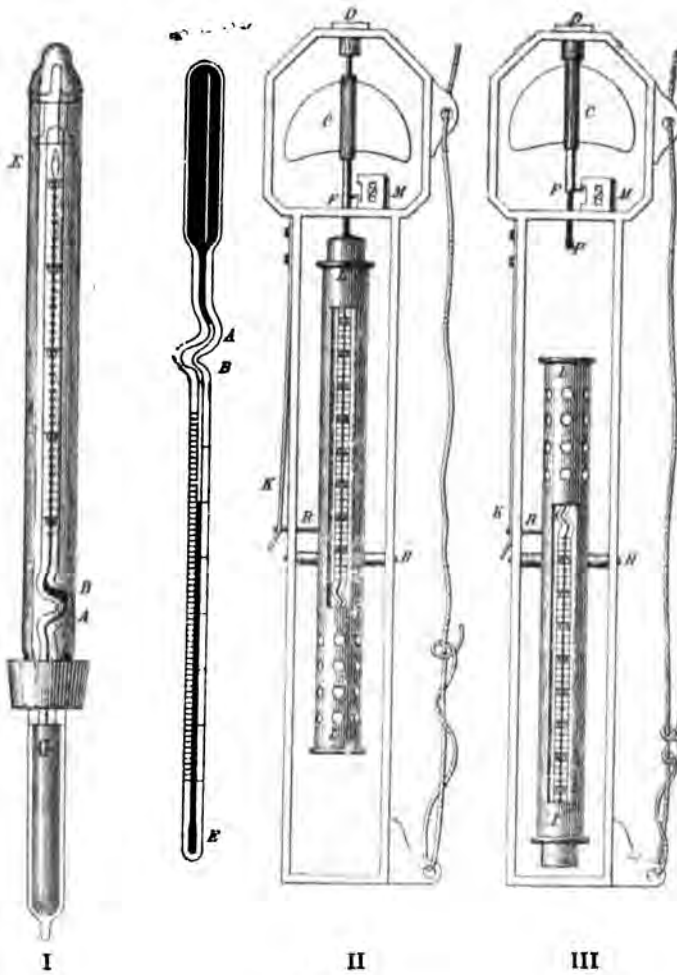


Фиг. 100

спиртъ въ колѣнѣ *a* расширяется и давитъ на ртуть; ртуть въ колѣнѣ *b* подымается и толкаетъ передъ собою поплавокъ до тѣхъ поръ, пока происходитъ повышение температуры. Когда температура, достигнувъ наивысшей точки, начинаетъ понижаться, то спиртъ въ лѣвомъ колѣнѣ ссращется; упругость паровъ, заключенныхъ въ колѣнѣ *b*, подымаетъ уровень ртути у *a* и поплавокъ *a* подымается. Такимъ образомъ, положеніе поплавка въ лѣвомъ колѣнѣ опредѣляетъ минимумъ, а въ правомъ — максимумъ температуры известной среды. Слѣдуетъ, однако, замѣтить, что съ глубиной возрастаетъ и давленіе; давленіе, дѣйствуя на стѣнки трубки, сжимаетъ ее и служитъ причиной погрѣшностей. Для избѣжанія этого всю трубку помѣщаютъ обыкновенно въ другую, стеклянную, которая частью наполнена виннымъ спиртомъ. Наружное давленіе передается только спирту, наполняющему часть промежутка между гильзой и стекломъ термометра.

Иной видъ имѣетъ термометръ Negretti и Zambra. Онъ устроенъ такъ (фиг. 101), что трубка въ мѣстѣ перехода ея въ шарикъ сужена и изогнута; при поворачиваніи термометра шарикомъ вверхъ, ртутный столбикъ въ трубкѣ отдѣляется отъ шарика и падаетъ на дно трубки. Термометрическая трубка помѣщается внутри толстой стеклянной трубки, которая припаивается вблизи шарика и, окружая послѣдній, предохраняетъ его отъ вліянія давленія на большихъ глубинахъ. Термометръ вкладывается въ металлическую оправу (фиг. 102, I) съ прорѣзью по длинѣ шкалы и прикрѣпляется къ особой рамѣ, внутри которой онъ свободно поворачивается около оси *H*. Для удержанія термометра шарикомъ внизъ, какъ показано на чертежѣ 102, верхняя

часть металлической оправы оканчивается выступомъ, внутрь котораго проходитъ нижній конецъ штифта *p*. Для поворачиванія термометра шарикомъ вверхъ существуетъ особое приспособленіе. Винтъ *C*, при погруженіи прибора вглубь, вращается



Фиг. 102.

такъ, что конецъ штифта *p* входитъ внутрь выступа оправы и тамъ удерживаетъ ее въ положеніи, показанномъ на чертѣжѣ (102, II). Когда же приборъ начинаютъ подымать вверхъ, то винтъ *C* вращается въ обратную сторону, штифтъ *p* выхо-

дять изъ выступа оправы, термометръ опрокидывается и принимаетъ положеніе, показанное на чертежѣ (фиг. 102, III). Для наблюдений приборъ привязываютъ къ лотлиню и, поворотивъ рукою винтъ въ рамѣ такъ, чтобы штифетъ *p* вошелъ внутрь выступа оправы, погружаютъ приборъ на требуемую глубину; послѣ того, какъ термометръ приметъ температуру воды на данной глубинѣ, поднимаютъ его обратно. При обратномъ движеніи прибора, термометръ поворачивается шарикомъ вверхъ, отчего столбъ ртути у шарика отдѣляется и падаетъ на дно трубки; величина этого столбика соответствуетъ той температурѣ, кака я имѣла мѣсто на данной глубинѣ и потому, поднявъ приборъ на палубу, и, не измѣняя его положенія, т. е. оставляя термометръ шарикомъ вверхъ, производятъ отчетъ у верхняго конца ртутнаго столбика, такъ какъ въ этихъ приборахъ шкала идетъ отъ конца трубки къ шарикѣ, а не наоборотъ, какъ у всякаго обыкновеннаго термометра.

Суточные и годовыя колебанія. Въ открытомъ океанѣ суточные колебанія воды на поверхности весьма незначительны; они не превышаютъ $0^{\circ}.5$ и, въ крайнихъ случаяхъ, достигаютъ 1° при безвѣтріи и ясной погодѣ. На Challenger'ѣ найдено:

на экваторѣ	$0^{\circ}.40$
подъ 30° с. ш. въ Атлантическомъ океанѣ . . .	0.44
» 33° ю. ш. »	0.44
» 37° с. ш. » Тихомъ	0.60
» 36° ю. ш. »	0.50
въ высшихъ широтахъ	0.2—0.1.

По наблюденіямъ Schott'a между тропиками:

при покрытомъ небѣ	$0^{\circ}.4$
» ясномъ	0.7
» безвѣтріи	0.9—1.6
въ среднемъ	0.9

По Dickson'у:

въ Ирландскомъ морѣ	$0^{\circ}.4$
южнѣ Британіи	0.3
около Шетландскихъ островъ	0.1—0.2.

Конечно, вблизи берега амплитуда может достигать 2° — 3° . Наступление максимума и минимума запаздывает по отношению къ температурѣ воздуха. Максимумъ бываетъ спустя 4—5 часовъ послѣ полудня, а минимумъ на 2—3 часа позже восхода солнца. Суточные колебанія проникаютъ вглубь иногда до 10 метровъ и болѣе. По наблюденіямъ Aimé въ Средиземномъ морѣ суточные колебанія замѣтны еще на глубинѣ 18 метровъ. Точное опредѣленіе суточного хода затрудняется неправильными колебаніями температуры моря вблизи береговъ. Причина этихъ неправильностей зависитъ отъ вліянія вѣтра. Вѣтеръ, дующій отъ суши къ морю нормально къ линіи берега, можетъ понизить температуру воды въ береговой полосѣ на 8° — 10° въ сутки. Этимъ объясняются рѣзкія колебанія температуры въ береговой полосѣ Балтійскаго, Чернаго и Азовскаго морей.

Годовая періодичность въ ходѣ температуры океанической воды выражена рѣзче. Амплитуда колебаній въ тропическомъ поясѣ равна 2° ; затѣмъ, она увеличивается по мѣрѣ удаленія отъ экватора и подъ 30 — 40° с. ш. достигаетъ 8° — 10° ; затѣмъ опять уменьшается. Въ сѣверномъ полушаріи она больше, чѣмъ въ южномъ (разница до 5°). По Schott'у, амплитуды годовыхъ колебаній находятся въ слѣдующей зависимости отъ широты:

широта . . .	0°	10	20	30	40	50
амплитуды . .	2.3	2.4	3.6	5.9	7.5	4.7.

Максимумъ температуры въ сѣверномъ полушаріи бываетъ въ августѣ—сентябрѣ, а минимумъ въ февралѣ—мартѣ. Въ болѣе шировыхъ предѣлахъ происходитъ годовое колебаніе температуры въ внутреннихъ моряхъ:

въ Средиземномъ морѣ амплитуда . . .	10° — 14°
» Красномъ	11—13
» Бѣломъ	15
» Балтійскомъ	17
» Черномъ	20—24
» Японскомъ	20—24

Особенно высокія температуры найдены въ Персидскомъ заливѣ, въ моряхъ Красномъ и Южно-Китайскомъ.

Изъ нѣкоторыхъ наблюденій найдено, что годовыя колебанія проникають до 200—300 метровъ. Aimé въ Средиземномъ морѣ нашелъ глубину прониканія годовыхъ колебаній 300—400 метровъ. Пристачичъ опредѣлялъ въ Средиземномъ морѣ слѣдующія величины амплитудъ:

на глубинѣ	0.0 метр.	. . .	10°2
»	»	27	» . . . 2.8
»	»	55	» . . . 2.0
»	»	110	» . . . 1.0
»	»	180	» . . . 0.0

Въ Черномъ морѣ, по изслѣдованіямъ Шпиндлера, годовыя колебанія затухаютъ на глубинѣ, не превышающей 200 метровъ.

Географическое распредѣленіе температуры на поверхности океановъ. Географическое распредѣленіе температуры на поверхности океана обуславливается не только географическимъ положеніемъ различныхъ его точекъ, но также вліяніемъ общей океанической циркуляціи, а также морскими и воздушными теченіями. Чтобы можно было судить о распредѣленіи поверхностной температуры океановъ, наносятъ на карты кривыя, соединяющія тѣ точки океана, которыя имѣютъ одинаковыя поверхностныя температуры; кривыя эти называются океаническими *изотермами*. Карта изотермъ Атлантическаго океана, составленная для марта, показываетъ, что максимумъ температуры (28°) находится въ средней части Гвинейскаго залива между королевствомъ Дагоме и мысомъ Лопецъ (Lopez). Другой максимумъ (27°5) лежитъ у мыса С. Рока (Южная Америка) и занимаетъ весьма небольшую область. Затѣмъ, по обѣ стороны экватора тянется поясъ воды съ температурой въ 25°; сѣверная его граница или крайняя сѣверная изотерма въ 25° начинается у о. Маргариты (западнѣе Тринидада), подымается сѣверо-восточнѣе Барбадоса до 19° N, затѣмъ опускается къ экватору до 7° N и оканчивается у береговъ Сенегамбіи подъ 12° N. Крайняя же южная изотерма въ 25° начинается на западѣ подъ 28° S, по серединѣ океана быстро приближается къ 12° S, затѣмъ направляется къ Африкѣ и пересѣкаетъ ея берега подъ 15° S. Такимъ образомъ, только что описанный поясъ теплыхъ водъ (25°) имѣетъ неодинаковую ширину въ различныхъ частяхъ океана: на западѣ онъ вдвое шире, чѣмъ на востокѣ. Существуетъ еще одна отдѣльная

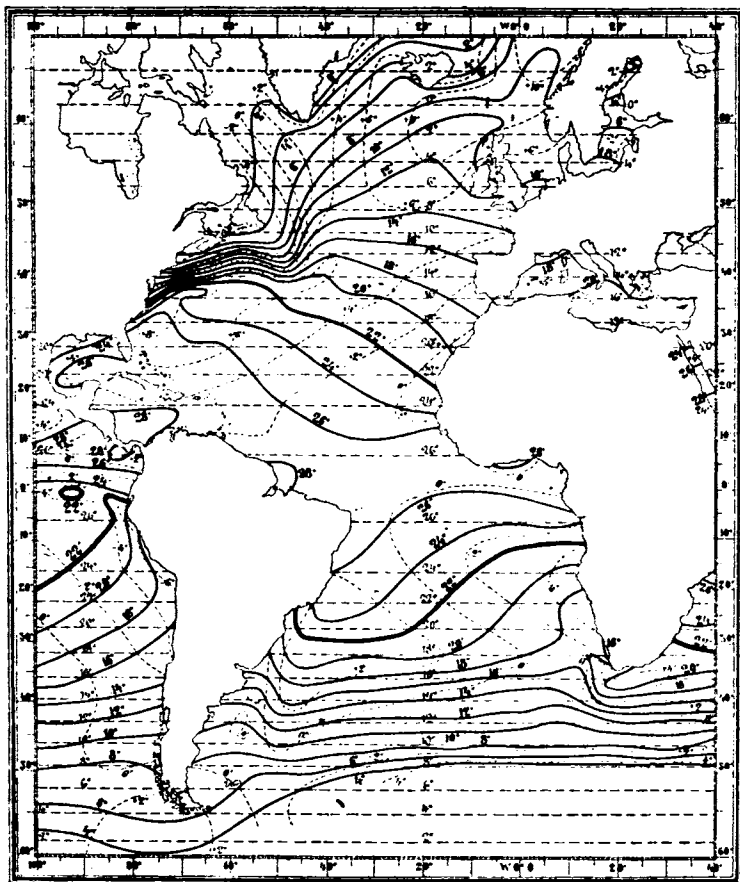
область, имѣющая температуру 25° ; она лежитъ въ сѣверо-восточной части Мексиканскаго залива, проходитъ черезъ проливъ Флориды и направляется къ СВ въ видѣ языка до 32° N. Къ сѣверу и къ югу отъ экваторіальнаго пояса поверхностныя температуры Атлантическаго океана начинаютъ убывать. Всѣ изотермы отъ 24° до 0° въ сѣверной части Атлантическаго океана начинаются у восточныхъ береговъ Америки; крайняя изотерма 0° проходитъ въ 50 миляхъ къ югу отъ Ньюфаундленда; затѣмъ эти изотермы расходятся отсюда вѣерообразно къ ESE, E и NE. Такъ какъ у береговъ Америки различныя изотермы лежатъ весьма близко одна къ другой, то въ западной части Атлантическаго океана поверхностныя температуры убываютъ весьма быстро; въ восточной части это измѣненіе температуры идетъ гораздо медленнѣе. Изотермы, въ области Гольштрема, имѣютъ изгибы, направленные къ сѣверу, что легко объясняется болѣе высокой температурой этого течения. Изгибы эти особенно замѣтны въ изотермахъ отъ 24° до 15° . Столь же характерны изгибы къ сѣверу въ изотермахъ отъ 5° до 0° у береговъ Европы, обусловленные общимъ стремленіемъ водъ къ NE. Изотерма, соединяющая тѣ точки океана, температура которыхъ равна 0° , начинается въ 50 миляхъ къ югу отъ Ньюфаундленда; она направляется къ сѣверной оконечности Исландіи, южной оконечности Шпицбергена и затѣмъ поворачиваетъ къ Кольскому полуострову. Подобнымъ расположеніемъ изотермъ объясняется сравнительно высокая температура сѣверо-западныхъ береговъ Европы и отсутствіе льда въ Норвежскихъ гаваняхъ. Изотермы въ южной части Атлантическаго океана расположены гораздо равномернѣе, чѣмъ въ сѣверной. Около 40° S начинается довольно быстрое пониженіе температуры отъ 20° до 14° ; между 40° и 60° S, у восточныхъ береговъ Америки, изотермы дѣлаютъ сильный поворотъ къ югу, что указываетъ на присутствіе въ этихъ широтахъ теплаго течения, которое, судя по направленію изотермъ, должно направляться къ югу. Иное распределеніе поверхностныхъ температуръ въ сентябрѣ. Въ сентябрѣ наиболѣе высокая температура (30°) имѣетъ мѣсто въ Мексиканскомъ заливѣ, Флоридскомъ проливѣ и рукавѣ, идущемъ до 33° N. Экваторіальный поясъ перемѣщенъ къ сѣверу; крайняя сѣверная изотерма въ 25° , въ западной части Атлантическаго океана, доходитъ до 42° N, по

серединѣ океана она приближается къ экватору и въ восточной части океана опускается до 18° N. Южная изотерма въ 25° начинается у береговъ Америки подъ 16° S, а въ восточной части океана идетъ почти вдоль экватора. Далѣе, вся система изотермъ, какъ въ сѣверной, такъ и въ южной части Атлантическаго океана, передвинута къ сѣверу. Такъ напр., въ мартѣ всѣ изотермы отъ 24° до 0° начинаются южнѣ Ньюфаундленда; въ сентябрѣ же только изотермы отъ 25° до 10° лежатъ южнѣ Ньюфаундленда, остальные начинаются сѣвернѣе. Изотермы отъ 19° до 4° въ западной части Атлантическаго океана дѣлаютъ изгибъ къ югу подъ вліяніемъ холоднаго Лабрадорскаго теченія и затѣмъ расходятся въ видѣ лучей по всему океану: изотерма 20° направляется къ Пиренейскому полуострову, изотерма 15° къ Ирландіи, изотерма 10° восходитъ къ Исландіи и сѣверной оконечности Европы, изотерма 0° идетъ сѣвернѣе Исландіи и сѣверо-западнѣе Шпицбергена. Въ южной части Атлантическаго океана ходъ изотермъ почти тотъ же, что и въ мартѣ, только температура вездѣ на 5° ниже. Годовое распредѣленіе ¹⁾ температуръ на поверхности Атлантическаго океана можно видѣть на фиг. 103.

Распредѣленіе поверхностной температуры въ Тихомъ океанѣ въ общихъ чертахъ сходно съ распредѣленіемъ ея въ Атлантическомъ океанѣ. Экваторіальный поясъ максимальной температуры лежитъ въ мартѣ по обѣ стороны экватора, а въ сентябрѣ перемѣщается къ сѣверу; изотермы сѣверной части Тихаго океана не имѣютъ такого лучистаго направленія и такнхъ сильныхъ изгибовъ, какъ въ Атлантическомъ океанѣ, а расположены почти параллельно другъ другу. Гольштрему въ Атлантическомъ соответствуетъ Куро-Сива (Японское) въ Тихомъ океанѣ, но поворотъ изотермъ въ области послѣдняго теченія къ сѣверу не такъ значителенъ, какъ въ Атлантическомъ океанѣ. Изотермы южной части Тихаго океана поднимаются у береговъ Америки къ сѣверу вслѣдствіе холоднаго Перуанскаго (Гумбольдтова) теченія. Наиболѣе высокая поверхностная температура Тихаго океана наблюдается въ Зондскомъ архипелагѣ

¹⁾ На картахъ годовыхъ изотермъ непрерывныя кривыя представляютъ изотермы года; пунктирными линіями (. . . .) отмѣчены изономали, а прерывистыми (— — —) — параллели нормальныхъ температуръ.

близъ Целебеса (29°C). Годовое распределение поверхностныхъ температуръ представлено на фиг. 104.

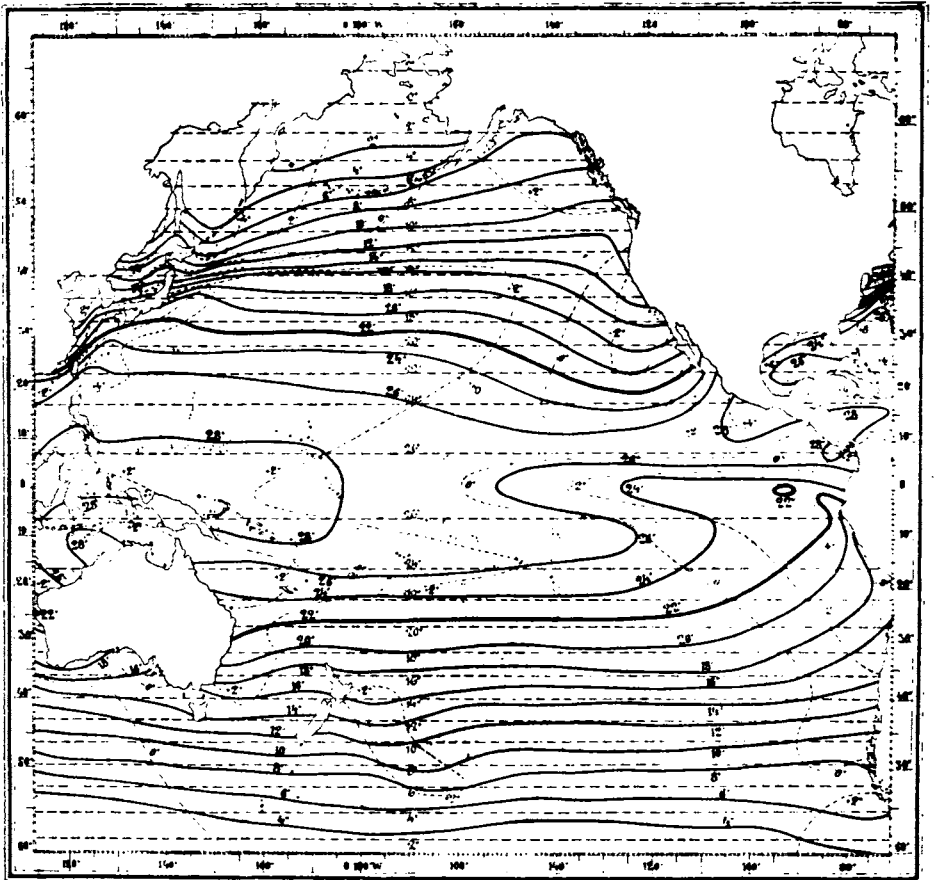


Фиг. 103.

Еще правильнее расположеніе изотермъ въ Индійскомъ океанѣ. Изгибы къ югу наблюдаются у береговъ Африки, происходящіе отъ теплаго Мозамбикскаго течения, и къ сѣверу у береговъ Австраліи—отъ холоднаго Австралійскаго течения. Фиг. 105 даетъ распределеіе среднихъ годовыхъ температуръ.

Въ заключеніе, приводимъ *крайнія* температуры, которыя наблюдаются на поверхности океановъ. Максимумъ температуры

былъ найденъ въ сѣверной части Персидскаго залива ($35^{\circ}.6$). Другой максимумъ $32^{\circ}.8$ былъ наблюденъ въ Южно-Китайскомъ морѣ у береговъ Сіама; наконецъ, вблизи Целебеса, подь $4^{\circ} 14' N$ и $124^{\circ} 18' E$, на «Челленджеръ» измѣрена температура

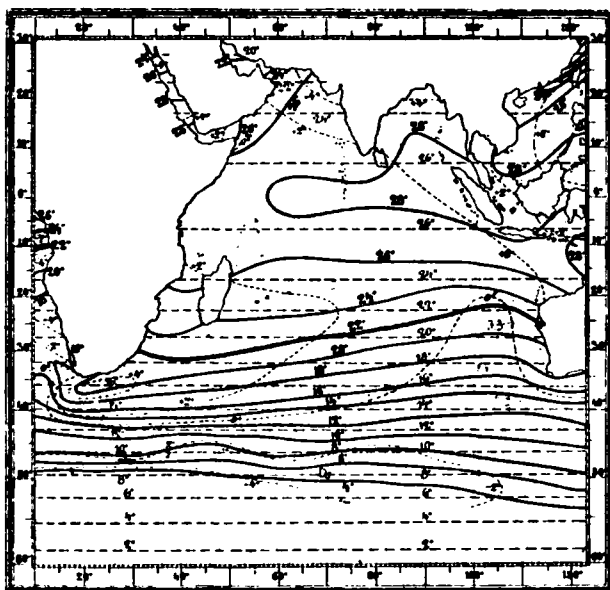


Фиг. 104.

$31^{\circ}.1 C$. Самая низкая температура, а именно $-2^{\circ}.8 C$ найдена была 18 и 24 февраля 1864 (Челленджеръ) подь $65^{\circ} N$. Такимъ образомъ, амплитуда колебаній поверхностной температуры океановъ составляетъ $35^{\circ}.6 + 2^{\circ}.8 = 38^{\circ}.4$ и, слѣд., значительно меньше амплитуды колебаній температуры воздуха.

Крүммель вычислилъ среднюю температуру поверхностныхъ водъ Атлантическаго океана по параллелямъ :

широта	сѣвраль	августъ	годъ	годов. амплитуда
50° с. ш. . .	7°9	15°0	11°4	7°1
40 » » . . .	15.2	22.7	19.0	7.5
30 » » . . .	20.1	25.8	23.0	5.7
20 » » . . .	24.6	27.3	26.0	2.7
10 » » . . .	25.5	27.5	26.5	2.0
0 » » . . .	27.2	24.9	26.0	2.3
10 ю. ш. . .	26.4	22.7	24.6	3.7
20 » » . . .	23.8	20.0	21.9	3.8
30 » » . . .	22.9	17.2	20.0	5.7
40 » » . . .	17.0	11.6	14.3	5.4
50 » » . . .	6.8	3.1	5.0	3.7



Фиг. 105.

Изъ этой таблицы видно, что поверхностныя воды сѣв-
ной части Атлантическаго океана теплѣ южныхъ ; но ампли-
туды годовыхъ колебаній, напротивъ того, меньше въ южной
части, чѣмъ въ сѣврной.

Распределение температуры по вертикальному направлению. Особенный интерес представляет распределение температуры по вертикальному направлению. Въ океаническія экспедиціи послѣдняго времени показали, что, въ океанахъ жаркаго и умѣреннаго поясовъ и въ лѣтнюю половину года въ полярныхъ моряхъ, температура съ глубиною понижается до самаго дна и въ нижнихъ ярусахъ океановъ существуетъ слой холодной воды весьма значительной мощности. Общимъ выразителемъ этого пониженія можетъ служить слѣдующая табличка Buchan'a :

глубина въ метр.	180	360	550	730	910	1280	1650	2010	2380	2740	4020
температура . .	15°.9	10.1	7.1	5.4	4.5	3.4	2.7	2.3	2.0	1.8	1.8

Наиболѣе низкая температура на днѣ въ низкихъ и умѣренныхъ широтахъ падаетъ до $-0^{\circ}.5$ и $-0^{\circ}.6$, а въ полярныхъ моряхъ до $-2^{\circ}.0$.

Для того, чтобы судить о законахъ распределенія океаническихъ температуръ по вертикальному направлению, проводятъ мысленно поверхности черезъ каждые 2° или болѣе (поверхности одинаковыхъ температуръ). Если мы желаемъ прослѣдить температуру по какому нибудь направлению, то нужно разсѣчь океанъ вертикальной плоскостью, совпадающей съ избраннымъ направлениемъ. Эта вертикальная плоскость разсѣчетъ всѣ изотермическія поверхности и на такой вертикальной плоскости получится термическій профиль океана по избранному направлению. Такіе профили мы можемъ получить по направлению меридіана или по направлению какой-нибудь параллели.

Такъ какъ распределение подводныхъ температуръ неравномѣрно, то изотермическія поверхности вообще изогнуты и въ различныхъ частяхъ океановъ лежатъ на различныхъ глубинахъ. Наблюденія показываютъ, что, начиная съ поверхности, температура океана постепенно убываетъ — сперва быстро, потомъ медленнѣе; особенно быстрое убываніе замѣчено подъ экваторомъ (здѣсь до глубины первыхъ 90—100 метровъ температура убываетъ на 13° — 14°). На глубинахъ 730—1100 м. господствуютъ температуры около 4° . Отъ этого слоя идетъ еще болѣе медленное пониженіе до самаго дна. Въ полярныхъ странахъ температура воды на днѣ понижается до $-2^{\circ}.0$; въ моряхъ, сосѣднихъ съ полярными, она колеблется между 0° и

—1°.5, въ среднихъ широтахъ на глубинахъ 3660 — 5490 м.— между +1° и +2°, а вблизи экватора падаетъ даже до 0°. Такимъ образомъ, температура на большихъ глубинахъ колеблется въ предѣлахъ —2°.0 и +2°.0. Температура дна тѣхъ частей океана, которыя находятся въ свободномъ сообщеніи съ полярными морями, ниже, чѣмъ соответствующая температура зимы на поверхности, и только нѣсколько выше, чѣмъ температура дна въ полярныхъ странахъ; поэтому южныя части Атлантическаго и Тихаго океановъ имѣютъ болѣе низкія температуры дна, чѣмъ сѣверныя. Такова общая схема распредѣленія температуры океаническихъ водъ по вертикальному направленію. Но вслѣдствіе различныхъ мѣстныхъ условій возможны и отступленія отъ этой схемы. Такъ, напр., въ нѣкоторыхъ частяхъ полярныхъ морей температуры на поверхности могутъ быть ниже, чѣмъ на глубинѣ; нерѣдко также можно видѣть слой болѣе теплой воды между двумя болѣе холодными. Подобныя аномаліи замѣчены, между прочимъ, во время экспедиціи «Челленджера»; 14 февраля 1874 г. подъ 65° 42' S и 79° 40' W найдено:

на поверхности	—1°.2
› глубинѣ 91 м.	—1°.7
› › 366 м.	—0°.8
› › отъ 550 до 730 м.	отъ 0° до +0°.4.

Такое повышеніе температуры съ глубиною можно объяснить тѣмъ, что вода происходящая отъ таянья ледяныхъ глыбъ, какъ менѣе соленая, а потому и менѣе плотная, остается на поверхности океана; внизу же находятся слои болѣе соленой и болѣе теплой воды.

Другого рода аномалія была наблюдаема Монамъ въ іюнѣ 1877 г. между Норвегіей и Шпицбергенемъ; Монаъ нашелъ:

на поверхности моря температура	7°.6
› глубинѣ 110 м.	3°.8
› › 256 м.	5°.0.

Такимъ образомъ, слой воды съ температурой 3°.8 находился между двумя другими болѣе теплыми слоями. Остановимся теперь на нѣкоторыхъ особенностяхъ въ распредѣленіи температуръ въ каждомъ изъ океановъ. Въ Атлантическомъ океанѣ между 30° и 50° N, до глубины первыхъ 500—600 метровъ, лежитъ слой воды, средняя температура котораго около 15°.6.

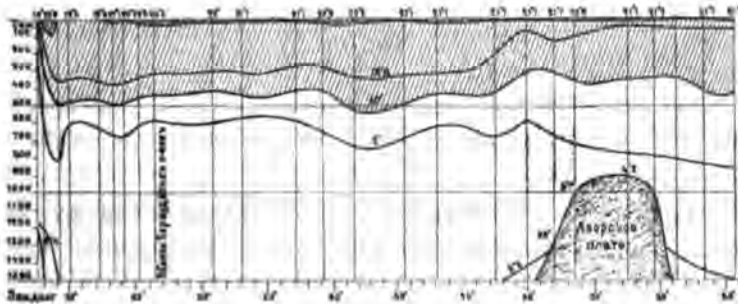
Если глубина океана меньше 3500 метровъ, то температура воды непрерывно понижается до самаго дна; если же глубина болѣе 3500 метровъ, то ниже этой глубины лежитъ слой воды однообразной температуры различной, впрочемъ, для различныхъ частей океана. Въ сѣверной части Атлантическаго океана температура этого нижняго слоя воды около $1^{\circ}.8$; южнѣе же линіи, проведенной отъ м. Добрая Надежда къ о. Тристанъ д'Акунья, она колеблется отъ $0^{\circ}.5$ до $1^{\circ}.1$; между восточными берегами Южной Америки и линіей, идущей отъ о. Тристанъ д'Акунья къ о. Вознесенія, температура дна падаетъ до $-0^{\circ}.6$. Низкія подводныя температуры найдены даже подъ экваторомъ ($0^{\circ}.4-0^{\circ}.9$). Подъ экваторомъ холодныя воды подступаютъ даже ближе къ поверхности, чѣмъ въ другихъ частяхъ океана. Вообще, изотермическія поверхности находятся въ различныхъ частяхъ океана на неодинаковыхъ, какъ мы уже замѣтили, глубинахъ. Такъ, напр., изотермическая поверхность, соединяющая тѣ точки океана, которыя имѣютъ температуру 10° , въ сѣверной части Атлантическаго океана находятся приблизительно на глубинѣ 700 метровъ, а между 12° N и 6° S на глубинѣ 250—350 метр. подъ поверхностью воды. Изотермическая поверхность въ $4^{\circ}.4$ въ сѣверной части Атлантическаго океана между 20° и 36° N лежатъ на глубинѣ 1200—1600 метровъ, подъ экваторомъ же она поднимается до глубины въ 600 метр. и въ южной части Атлантическаго океана подъ тѣми же широтами лежитъ на глубинѣ 600—700 метровъ. Слѣдовательно, холодныя воды въ сѣверной части океана находятся глубже, чѣмъ подъ экваторомъ и въ южной части. Такое же неравномерное распределение изотермическихъ поверхностей наблюдается также въ западной и восточной частяхъ Атлантическаго океана. Между 20° и 40° N воды, лежащія выше 800 метровъ, въ западной части Атлантическаго океана теплѣе, чѣмъ въ восточной (кромя той полосы, гдѣ находится Лабрадорское теченіе); обратное отношеніе имѣетъ мѣсто для слоевъ воды, лежащихъ ниже 800 метровъ; изотермическая поверхность $4^{\circ}.4$ въ западной части океана на 350 метровъ выше, чѣмъ въ восточной; даже температура дна на $0^{\circ}.5$ ниже на востокъ, чѣмъ на западъ океана. Вообще, восточная часть океана наполнена болѣе теплою водою, чѣмъ западная. По такой же схемѣ распределены и температуры Тихаго океана. До глубины первыхъ 350 метровъ температура воды

въ сѣверной части Тихаго океана выше, чѣмъ въ южной, а отъ 350 до 2700 метровъ—обратно; отъ 2700 метровъ и дальше до дна въ южной части нѣсколько ниже, чѣмъ въ сѣверной; въ южной—температура эта колеблется между $0^{\circ}.5$ и $1^{\circ}.4$, а въ сѣверной—между $3^{\circ}.7$ и $1^{\circ}.9$; такъ же различно положеніе изотермическихъ поверхностей въ восточной и западной частяхъ океана. Температура воды верхняго слоя до глубины 1200 метр. въ западной части океана выше, чѣмъ въ восточной; ниже 1200 метровъ—обратно.

Резюмируя все сказанное, мы видимъ, что температура поверхностнаго слоя океановъ колеблется въ весьма широкихъ предѣлахъ; затѣмъ до глубины около 100 метровъ она убываетъ очень быстро, особенно у экватора; далѣе пониженіе идетъ медленнѣе и на глубинахъ 800—1100 метровъ господствуетъ температура около 4° ; въ самыхъ нижнихъ слояхъ температура падаетъ въ нѣкоторыхъ частяхъ океановъ до -2°C ; изотермическія поверхности ближе къ уровню океана въ южныхъ частяхъ океановъ, чѣмъ въ сѣверныхъ и вообще расположены неравномерно въ различныхъ частяхъ одного и того же океана. Низкія температуры океаническихъ глубинъ обуславливаются, какъ мы видѣли раньше, общей циркуляціей, существующею между экваторіальными и полярными водами (см. стр. 235—236).

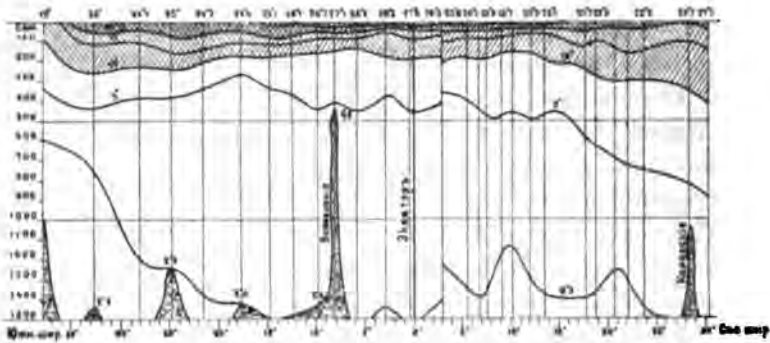
Чтобы нагляднѣе судить о распредѣленіи температуры океаническихъ водъ по вертикальному направленію, приводимъ нѣсколько термическихъ профилей, а именно:

1) Термическій профиль Атлантическаго океана по линіи: м. Мей (Соединенные Штаты Сѣверной Америки) — острова Бермудскіе—Азорскіе—Мадейра (фиг. 106).



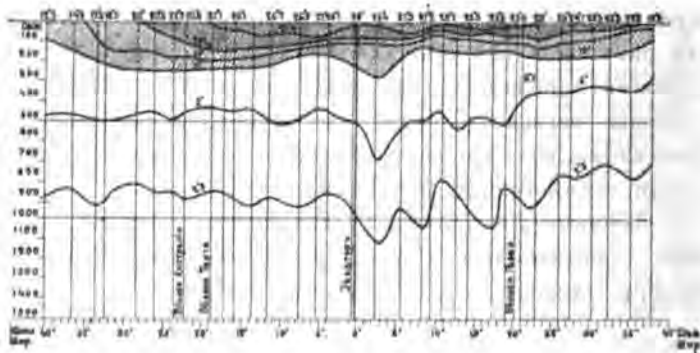
Фиг. 106.

2) Профиль Атлантического океана по линии островов: Тристанъ д'Акунья—Вознесение—Зеленаго мыса—Канарскіе—Мадейра (фиг. 107).



Фиг. 107.

3) Термическій профиль Тихаго океана по линіи: Австраліи—Тайти—Гаваи (фиг. 108).

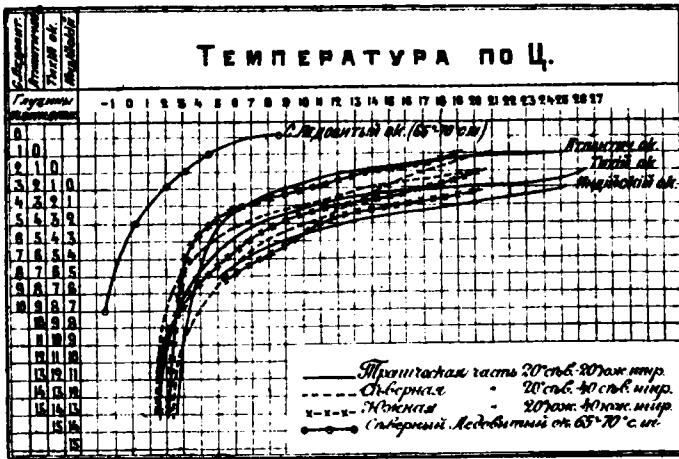


Фиг. 108.

На фиг. 109 представлено графически общее распределение температуры по вертикальному направлению въ отдельных океанахъ.

Распределение температуры по вертикальному направлению во внутреннихъ моряхъ. Представимъ себѣ первоначально вполнѣ замкнутый, обширный и глубоководный, бассейнъ, наполненный прѣсной водой. Распределение температуры будетъ

зависѣтъ отъ нагрѣванія и охлажденія на поверхности и конвективныхъ токовъ. Частицы на поверхности, охлаждаясь, дѣлаются болѣе плотными и падаютъ внизъ. Эта циркуляція будетъ продолжаться до тѣхъ поръ, пока вся масса не приметъ температуры наибольшей плотности, т. е. 4°. Если охлажденіе продолжается, то частицы уже болѣе не падаютъ, а остаются на поверхности. Вслѣдствіе этого, если глубина бассейна значительна, то въ холодное время температура на днѣ будетъ выше, чѣмъ на



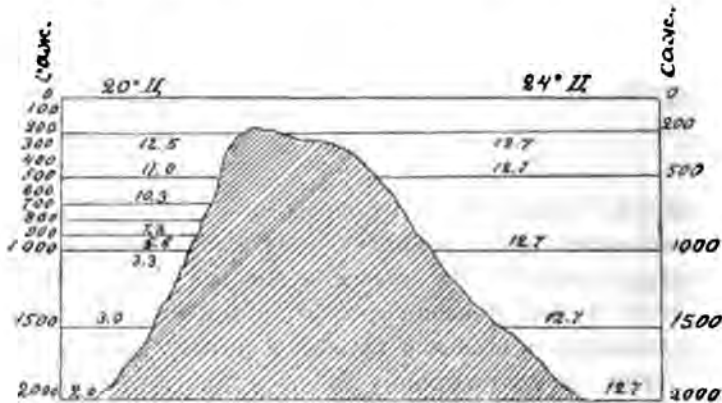
Фиг. 109.

поверхности. Если бассейнъ не покрывается сплошнымъ льдомъ, то лучеиспусканіе продолжается и вся масса можетъ принять температуру ниже 4°. Въ лѣтнее время нагрѣваніе идетъ съ поверхности путемъ теплопроводности и перемѣшиванія слоевъ. Оно не проникаетъ особенно глубоко и потому на днѣ будутъ температуры, соответствующія зимней температурѣ на поверхности.

Положимъ далѣе, что нашъ бассейнъ наполненъ морской водой. Въ зимніе мѣсяцы вода охлаждается, дѣлается болѣе плотной и падаетъ на дно; нагрѣваніе лѣтомъ ограничивается зоною слоевъ извѣстной толщины, а потому въ такомъ бассейнѣ температура самыхъ низкихъ слоевъ должна соответствовать зимней температурѣ на поверхности.

Но если внутренній бассейнъ соединяется проливомъ съ

открытымъ океаномъ, то распределе́ніе температуры зависитъ отъ степени обмѣна водъ бассейна и открытаго океана. Напримѣръ, Средиземное море соединено съ Атлантическимъ океаномъ посредствомъ Гибралтарскаго пролива. Высшія точки дна Гибралтарскаго пролива лежатъ на глубинѣ 320 метровъ. Слѣдовательно, до глубины 320 метровъ возможенъ свободный обмѣнъ водъ Средиземнаго моря и Атлантическаго океана, и до этой глубины температуры одинаковы, какъ въ океанѣ такъ и въ морѣ. Но, по ту сторону пролива, въ Атлантическомъ океанѣ, температура понижается и на днѣ (4000 метровъ) достигаетъ $2^{\circ}0$; въ Средиземномъ же морѣ отъ глубины 320 метровъ и до самаго дна температура остается постоянной и равна $12^{\circ}7$. Такъ какъ Средиземное море имѣетъ значительное протяженіе, то температура на днѣ видоизмѣняется въ различныхъ мѣстахъ въ зависимости отъ мѣстныхъ климатическихъ условій. Напримѣръ, въ восточной части она равна, въ глубинныхъ впадинахъ, 13° ; въ Архипелагѣ— $12^{\circ}8$. На фиг. 110 представлено вертикальное распределе́ніе температуры по обѣ стороны Гибралтарскаго пролива.



Фиг. 110.

Интересно вертикальное распределе́ніе температуры въ Черномъ морѣ. Если бы Черное море представляло закрытый бассейнъ, то температура на днѣ была бы близка въ средней зимней температурѣ на поверхности. Но воды Чернаго моря, при посредствѣ проливовъ, находятся въ общеніи съ водами

Средиземнаго моря. Въ проливахъ, какъ мы уже видѣли, существуетъ двойная циркуляція. Воды Чернаго моря, какъ менѣе плотныя, стремятся къ Средиземному морю, а болѣе плотныя воды Средиземнаго моря направляются въ Черное море. Но на уровнѣ дна проливовъ вода Средиземнаго моря имѣетъ температуру $13^{\circ}.4-13^{\circ}.6$. Такъ какъ эта циркуляція поддерживается весьма продолжительное время, то въ настоящую эпоху въ глубинныхъ слояхъ водъ Чернаго моря, по всей вѣроятности, установилась стаціонарная температура равная $9^{\circ}.0-9^{\circ}.1$. Въ зимнее время, поверхность воды охлаждается. Охлажденные частицы начинаютъ опускаться; охлажденіе передается также путемъ теплопроводности. Но это охлажденіе переходитъ медленно, отъ слоя къ слою. Такъ какъ поверхностныя частицы имѣютъ меньшую соленость, чѣмъ глубинныя, повтому онѣ не могутъ опуститься очень глубоко, ибо здѣсь онѣ встрѣчаютъ уже воду, осолоняемую теченіемъ изъ Босфора. Къ лѣту, это охлажденіе можетъ достигнуть глубины 60—90 метровъ. Въ это время вода на поверхности уже успѣваетъ нагрѣться до $20^{\circ}-22^{\circ}$. Вслѣдствіе этого, въ распредѣленіи температуры по вертикальному направленію въ лѣтніе мѣсяцы замѣчается слѣдующая особенность. Температура отъ поверхности ($20^{\circ}-22^{\circ}$) первоначально падаетъ до глубины 60—90 метровъ до 7° . На этой глубинѣ встрѣчается, своего рода, холодная прослойка. Затѣмъ, температура опять повышается и на глубинѣ 600 метровъ равна уже $9^{\circ}.1$. Къ осени, прослойка эта опускается ниже и температура ея повышается, такъ что къ началу зимы температура во всей толщѣ Чернаго моря дѣлается равномерной, приближаясь къ 9° .

Красное море находится въ условіяхъ, подобныхъ условіямъ Средиземнаго моря. До глубины дна Бабель-Мандебскаго пролива, температуры въ Индійскомъ океанѣ и въ Красномъ морѣ почти одинаковы; но отъ 600 метровъ и до дна температура въ Красномъ морѣ равна $21^{\circ}.5$. Въ моряхъ тропическаго пояса, зимнія охлажденія невелики и температура на глубинѣ зависитъ исключительно отъ температуры океана на уровнѣ гребня, отдѣляющаго внутреннее море отъ океана. Такъ, въ Караибскомъ морѣ, глубина гребня 1600—1800 метровъ; на этомъ уровнѣ температура въ океанѣ равна $4^{\circ}.2$ и эта же температура господствуетъ въ Караибскомъ морѣ отъ глубины

1600—1800 метровъ и до самаго дна. Въ морѣ Зугу глубина гребня 800 метровъ, и температура на глубинѣ равна $10^{\circ}2$; въ морѣ Целебесъ глубина гребня 1800 метровъ и температура ниже 1800 метровъ равна $3^{\circ}6$.

Особенность въ распредѣленіи температуры нѣкоторыхъ соленыхъ озеръ. Въ Венгріи существуютъ соленыя озера (содержаніе соли 22% — 26%), которыя покрыты съ поверхности тонкимъ слоемъ менѣе соленой воды; содержаніе соли постепенно уменьшается къ поверхности до 2 — 3% . Эта поверхностная вода получается отъ притекающихъ ручьевъ и прибрежныхъ источниковъ. Подъ дѣйствіемъ солнечной инсоляціи, нагревается тонкій наружный слой и верхнія части соленой воды. Въ этой нагрѣтой соленой водѣ, испареніе не можетъ происходить, такъ какъ она покрыта слоемъ прѣсной воды; степень концентраціи ея остается, поэтому, безъ измѣненія и, слѣдовательно, не могутъ образоваться конвективные токи, передающіе тепло ниже лежащихъ слоевъ. Съ другой стороны, *слабая* солнечная радіація, свободно проходя сквозь тонкую пленку поверхностной опрѣсненной воды, проникаетъ въ соленую воду; здѣсь она обращается въ *темную* теплоту, которую не пропускаетъ уже выше лежащая прѣсная вода. Поэтому, въ промежуточномъ слое, между болѣе соленой и болѣе прѣсной водой, температура можетъ достигать лѣтомъ 50° — 60° . Приводимъ здѣсь наблюденіи, произведенныя 25 іюля 1901 года въ одномъ изъ такихъ озеръ:

глубина (въ метр.) . .	0	0.10	0.42	0.52	0.72	1.00	1.32	1.82
уд. вѣсъ . .	—	1.038	1.140	1.156	—	1.176	1.180	1.186
темпер. . .	21°	—	39	45	50	54	56	58
глубина (въ метр.)	2.32	3.00	5.00	7.00	10.00	12.3	41.8	
удѣльн. вѣсъ . .	1.188	1.188	1.196	1.197	1.196	1.194	1.194	
температура . .	47°	39	31	29	23	20	19	

Сравненіе нагрѣванія суши и океана. Сравнимъ еще, съ точки зрѣнія тепловой экономіи, твердую и жидкую оболочки земли. Въ твердой корѣ лѣтнее тепло достигаетъ 10—20 метровъ; въ водной оболочкѣ—до 100—150 м. (въ внутреннихъ моряхъ) и 300—400 м. (въ открытыхъ моряхъ теплаго пояса). Вслѣдствіе болѣе высокой теплоемкости воды, скопленное въ ней тепло въ два раза больше, чѣмъ въ твердой корѣ (по объему).

Въ твердой корѣ зимою температура возрастаетъ съ глубиною; въ водныхъ массахъ температура къ началу зимы во всѣхъ слояхъ, до большой глубины, одинакова. Лѣтомъ, какъ въ твердой, такъ и въ жидкой оболочкахъ, температура съ глубиною убываетъ, причемъ въ твердой корѣ гораздо быстрее, чѣмъ въ жидкой оболочкѣ. Напримѣръ :

	Тюлисъ ночью			Женевское озеро		
	поверхи.	6.5 метр.	разн.	поверхи.	10 метр.	разн.
январь . . .	0.4	15.2	14.8	5.4	5.5	0.1
іюль	31.3	13.8	17.5	20.6	17.3	3.3.

Женевское озеро даетъ, отъ лѣта къ зимѣ, около 370000 большихъ калорій на 1 кв. метръ; а это количество тепла можетъ, въ теченіе 180 дней, нагрѣть на 10° столбъ воздуха надъ озеромъ высотой въ 640 метровъ ¹⁾.

Распределеніе температуры на различныхъ глубинахъ Женевского озера выражается слѣдующими числами :

глубина въ метр.	0	10	20	30	40	50	60
іюль—августъ .	20°.6	17.3	12.5	10.1	7.8	6.9	6.4
октябрь . . .	12.1	11.9	10.1	9.4	8.0	6.9	6.3
январь—февраль	5.4	5.3	5.2	5.1	5.1	5.1	5.1.

Изъ этой таблички видно, что зимою дѣйствіе холода проникаетъ далеко вглубь. Лѣтняя инсоляція ограничивается сравнительно небольшой толщей. Въ февралѣ и мартѣ температуры воды отъ поверхности до дна почти одна и та же; средняя температура всей массы достигаетъ минимума. Затѣмъ она начинаетъ увеличиваться и въ августѣ достигаетъ максимума. Тепло, скопленное моремъ въ теченіе лѣта, къ зимѣ опять отдается поверхности. Этимъ объясняются высокія осеннія температуры, особенно въ восточной части Средиземнаго моря. Отличительная черта въ годовомъ распределеніи тепла на поверхности воды—это запазданіе въ наступленіи максимума и минимума, какъ это можно видѣть изъ слѣдующаго :

¹⁾ Кубическій метръ воздуха вѣситъ 1.293 килогр.; теплоемкость воздуха равна 0.238; чтобы нагрѣть 1 куб. метръ воздуха на 1° нужно 0.307 большихъ калорій.

	минимумъ	максимумъ	ампл.
Женевское озеро по Fogel'ю .	5°2 (февраль)	20.1 (августъ)	14.9
Атлант. океанъ 10°—20° с. ш.	22.3 (мартъ)	26.6 (сен.—окт.)	4.3
» » 35 с. ш.	16.7 (февраль)	24.0 (августъ)	7.3
» » 45 с. ш.	12.2 (февраль)	19.5 (августъ)	7.3
» » 60 с. ш.	6.6 (февр.—мартъ)	12.4 (августъ)	5.8

Намъ известно, что, въ среднихъ широтахъ, амплитуда годовыхъ колебаній поверхности суши измѣняется въ предѣлахъ 25°—40°, между тѣмъ на поверхности океановъ она не превышаетъ 6°—12°, чѣмъ и объясняется умѣряющее дѣйствіе морей. И дѣйствительно, средняя температура слоя толщиной въ 60 сант. равна:

въ іюль—августъ . . .	11°35
» январь—февраль . . .	5.18
разность	6.17°

что соответствуетъ отдачѣ тепла, равной 370200 большихъ калорій на квадратный метръ. Точно также въ Балтійскомъ морѣ средняя температура до глубины 55 метровъ:

въ августъ	11°0
» ноябрь	8.5°
» мартъ	1.4,

что соответствуетъ отдачѣ тепла:

отъ августа къ ноябрю	137500 кал.
» ноября » марту	390000 »
а всего	527500 » .

Schubert далъ сравнительныя числа, показывающія годовую отдачу тепла твердой и жидкой оболочки въ большихъ калоріяхъ на 1 кв. метръ:

песчаная почва подъ сосновымъ лѣсомъ	12900
» » » травой	18500
Нѣмецкое море до 55 метровъ глубины.	520000.

Слѣдовательно, квадратный метръ водной поверхности отдаетъ тепла въ 30—40 разъ болѣе, чѣмъ поверхность почвы. Числа эти по мѣсяцамъ распредѣляются крайне неравномерно.

Водная поверхность отдаетъ воздуху особенно большой запасъ аккумулярованнаго тепла въ октябрѣ и ноябрѣ. Эта отдача тепла должна сильно замедлять охлажденіе воздуха въ осенніе мѣсяцы и дѣйствовать умѣряющимъ образомъ на климатъ приморскихъ странъ.

Образованіе льда. Въ наиболѣе высокихъ широтахъ поверхность моря покрыта льдами двоякаго происхожденія: 1) отъ замерзанія морской воды и 2) отъ обламыванія полярныхъ глетчеровъ. Небольшая часть льда приносится изъ устьевъ рѣкъ. Ледъ, происходящій отъ замерзанія морской воды, нѣсколько воздреватъ и, въ большомъ кускѣ, синяго цвѣта. Ледъ глетчеровъ имѣетъ слоистое строеніе, меньшую прозрачность и весьма воздреватъ. Большія скопленія морского льда образуютъ ледяныя поля; глетчерный ледъ даетъ ледяныя горы (айсберги). Зная удѣльный вѣсъ льда и плотность воды, нетрудно опредѣлить мощность ледяныхъ полей и ледяныхъ горъ. При вычисленіи этой мощности, нужно принять еще въ расчетъ наружную нагрузку льдовъ (снѣгъ, обломки горныхъ породъ). Ледяныя горы обыкновенно выходятъ изъ водъ на $\frac{1}{7}$ — $\frac{1}{9}$ часть, а ледяныя поля—на $\frac{1}{4}$ всей толщи. Мы видѣли раньше условія охлажденія и замерзанія прѣсныхъ бассейновъ. Гораздо труднѣе объяснить замерзаніе морской воды, имѣющей соленость, равную средней солености океановъ. Обыкновенно, въ тихую погоду, на поверхности воды образуются кристаллы гексагональной системы; эти кристаллики смерзаются въ небольшіе куски. Подъ напоромъ вѣтра и дѣйствіемъ холода эти куски собираются въ болѣе значительныя массы. Чаще всего новый ледъ образуется у береговъ или около льдовъ прежнихъ лѣтъ. Ледяныя массы могутъ смерзаться, нагромождаться другъ на друга и занимаютъ большія пространства по горизонтальному направленію. Въ этомъ случаѣ они называются *ледяными полями*. Всѣ ледяныя массы, которыя окружаютъ земные полюсы, образуютъ непроходимый ледяной барьеръ, называемый *пакомъ*. Ледяныя поля, при извѣстныхъ условіяхъ погоды, разламываются на части, опять смерзаются и выдѣляютъ, на экваторіальныхъ своихъ границахъ, массу плавающего льда. Подъ вліяніемъ давленія и напора, на поверхности ледяныхъ полей образуются цѣлыя кражи холмовъ, торосы, высота которыхъ опредѣляется въ отдѣльныхъ случаяхъ въ 30 и даже 40 метровъ. По наблюденіямъ полярныхъ пеллѣ-

дователей, толщина ледяного покрова, могущаго образоваться въ одну зиму, не превышаетъ 2.5 метра; слѣдовательно, поля болѣе значительной мощности образуются взаимнымъ нагроможденіемъ массъ. Накопленіе ледяныхъ полей около полюсовъ имѣетъ свой предѣлъ. Одна часть льда таетъ въ теченіе лѣта; другая—отрываясь, уносится въ болѣе низкія широты. При образованіи льда, соль выдѣляется только частью. Вода, получаемая отъ таянія ледяного поля, по Макарову, содержитъ 0.2—0.7% соли. Удѣльный вѣсъ льда при 0° равенъ 0.917 (по отношенію къ дистиллированной водѣ при 4°), а по Макарову, при температурахъ отъ 0° до 1°3, онъ колеблется отъ 0.858 до 0.936.

Ледяныя горы или айсберги представляютъ обломки полярныхъ глетчеровъ. Въ полярныхъ странахъ линія вѣчнаго снѣга понижается и сползающіе глетчеры входятъ въ море. Подъ напоромъ морской воды и океаническихъ волнъ, огромныя части льда отламываются и образуютъ ледяныя горы. Источниками, питающими эти айсберги, являются глетчеры Гренландіи и отчасти Шпицбергена, земли Франца Иосифа и сѣверныхъ береговъ Новой Земли. Въ Арктическомъ океанѣ не встрѣчаются ледяныя горы выше 40—60 метровъ, на Challenger'ѣ отмѣчена наибольшая высота 76 метровъ. Какъ льдины ледяныхъ полей, такъ и ледяныя горы, уносятся теченіями въ болѣе низкія широты. Существуютъ, своего рода, большія дороги, по которымъ несутся льды. Одна такая большая дорога лежитъ вдоль восточныхъ береговъ Гренландіи. Сильное полярное теченіе выходитъ также изъ Баффинава залива и Дэвисова пролива. Границы распространенія льда, а также ледяныхъ горъ, нанесены на карты. Замѣтимъ только, что эти границы претерпѣваютъ, изъ года въ годъ, значительныя колебанія. Нѣкоторые ученые связываютъ эти перемѣщенія съ климатическими колебаніями умѣреннаго пояса. Но связь эта, до настоящаго времени, точно не установлена.

Черное море и краткое обзорѣніе физическихъ его особенностей. Черное море съ Азовскимъ занимаетъ, по вычисленіямъ Крүммель'я, площадь въ 381.500 квадратныхъ километровъ¹⁾. До недавняго времени физическія и химическія свойства Чернаго моря были весьма мало изслѣдованы. Опредѣленія

¹⁾ Krümmel. Vergleichende Morphologie des Meeresraumes.

въ открытомъ морѣ были немногочисленны и имѣли отрывочный характеръ. Болѣе систематическія наблюденія произведены на прибрежныхъ станціяхъ и маякахъ надъ колебаніями уровня и температурой въ береговой полосѣ. Въ открытомъ морѣ заслуживаютъ вниманія измѣренія рѣдкаго любителя науки покойнаго проф. Лапшина, гг. Майделя, Врангеля и Макарова (вблизи Босфора). Вполнѣ систематическій характеръ имѣли также береговые съемки и промѣры, установившіе характеръ и направленіе береговой линіи и прибрежнаго дна на значительномъ протяженіи. Послѣднія изслѣдованія тѣсно связаны съ именемъ почтеннаго адмирала Заруднаго. Рельефъ дна въ открытомъ морѣ оставался совершенно неизвѣстнымъ. На англійской картѣ отмѣчено нѣсколько пырь, указывающихъ на то, что наибольшая глубина лежитъ на линіи Севастополь-Константинополь и достигаетъ 1070 сажень. Въ 1889 году, въ средѣ новороссійскаго общества естествоиспытателей, возникла мысль о необходимости глубоководныхъ изслѣдованій Чернаго моря. Мысль эта была поддержана Географическимъ Обществомъ и VIII съѣздомъ русскихъ естествоиспытателей и, въ слѣдующемъ же 1890 году, получила осуществленіе. Г. Управляющему Морскимъ Министерствомъ Н. М. Чихачеву угодно было снарядить экспедицію подъ начальствомъ подполковника Шпиндлера, при участіи гг. Врангеля и Андрусова, для гидрографическихъ изслѣдованій Чернаго моря. Первая же кампанія 1890 г. доставила обильный гидрографическій матеріалъ и указала нѣкоторые интересныя химическія особенности, а именно, зараженіе водъ Чернаго моря сероводородомъ. Изслѣдованія были возобновлены въ слѣдующемъ 1891 году, подъ общимъ начальствомъ І. Б. Шпиндлера. Въ виду важности предстоявшей экспедиціи, новороссійское общество естествоиспытателей рѣшило ассигновать всѣ экскурсіонныя свои суммы (въ размѣрѣ 500 руб. сер.) на химическія и біологическія изслѣдованія Чернаго моря. Одесское общественное городское управленіе и Императорское Русское Географическое Общество, сочувствуя дѣльямъ экспедиціи, съ своей стороны, ассигновали по 300 р. (всего 1100 р. с.). Всѣ специалисты химики нашего университета приняли живое участіе въ разработкѣ программы изслѣдованій. Химическія изслѣдованія поручены были А. А. Лебединцеву, а біологическія—г. Остроумову.

Глубоководныя экспедиціи 1890 и 1891 годовъ дали возмож-

пость, прежде всего, составить общее представление о рельефѣ дна Чернаго моря. Линія 100-саженной глубины, служащая границей собственно береговой полосы, неодинаково удалена отъ берега. Она весьма близко подходит къ берегамъ Кавказа, Малой Азіи и отчасти южнаго берега Крыма, и значительно удаляется отъ берега въ сѣверо-западной части Чернаго моря. За линіей 100-саженной глубины дно быстро падаетъ къ центральной части, гдѣ лежитъ впадина, въ которой измѣрены глубины въ 1226 и 1227 саж. (6 футовыхъ), т. е. 2 версты 52 сажени. Но скатъ въ эти пучины не одинаково крутъ. У крымскихъ береговъ изобаты (линіи, проведенныя чрезъ одинаковыя глубины) тѣснятся къ берегу (скатъ, слѣд., круче), а затѣмъ начинаютъ расходиться при приближеніи къ Керченскому проливу; тоже явленіе замѣчаемъ и на юго-западѣ—сближеніе изобатъ у Амостра и Пендераклии и расхождение къ Босфору. Въ общемъ, водоемъ Чернаго моря имѣетъ видъ котловины, узкой въ юго-западной части и расширенной на сѣверо-востокъ; ось наибольшей впадины направлена отъ SW къ NE и совпадаетъ съ осью главной системы горныхъ складокъ въ Крыму. Второстепенная ось восточной половины соответствуетъ, по словамъ Шпиндлера, оси складокъ Кавказа. Спускъ въ эту котловину, начиная со 100-саж. глубины, идетъ круто. Напр., паденіе у Анатоійскаго берега даетъ уголъ $4^{\circ} 8'$, противъ Алуэки— $5^{\circ} 50'$. Между Требизондомъ и Батумомъ (у г. Ризо) 100-саженная линія расположена у самаго берега, а въ 4 миляхъ отъ него—800 саж., что даетъ для угла ската около 10° . Наибольшая крутизна имѣетъ мѣсто на глубинахъ отъ 100 до 700 с.; далѣе—дно понижается медленно. Азовское море совершенно мелководно; наибольшая глубина не превышаетъ 8 сажень. Черное море въ отношеніи глубины остается позади нѣкоторыхъ внутреннихъ морей, напр., Средизеннаго, наибольшая глубина котораго достигаетъ $2\frac{1}{2}$ версты; но оно значительно глубже Нѣмецкаго (наибольшая глубина 400 саж.) и Балтійскаго (наибольшая глубина около 240 саж.).

Черноморская впадина выполнена водой, уровень которой находится на высотѣ, близкой къ уровню другихъ морей и океановъ, омывающихъ берега Европы. Уровень Чернаго моря у Одессы ниже уровня Балтійскаго моря у Кронштадта на 0.13 метра.

Посредствомъ проливовъ воды Чернаго моря находятся въ постоянномъ обмѣнѣ съ водами Средиземнаго моря. Менѣе соленыя и менѣе плотныя воды Чернаго моря направляются по поверхности въ Средиземное море, образуя верхнее теченіе; внизу же существуетъ обратное контръ-теченіе болѣе соленыхъ и болѣе плотныхъ водъ Средиземнаго моря. Эта двойная циркуляція водъ непосредственно доказана наблюденіями адмирала Макарова.

Прибрежный уровень водъ Чернаго моря не остается безъ измѣненія. Онъ постоянно колеблется, то повышаясь, то понижаясь. Если внимательно изучать эти колебанія по футштокамъ, то замѣтимъ, во-первыхъ, что, въ среднемъ, уровень стоитъ выше въ лѣтніе мѣсяцы и понижается въ зимніе, и это справедливо для всего русскаго побережья Чернаго моря. Во-вторыхъ, среднее годовое стояніе уровня измѣняется отъ одного года въ другому. Тутъ періодически смѣняются высокія и низкія стоянія, при чемъ опять замѣтно одновременное поднятіе и пониженіе по всему русскому побережью. Уровень, наконецъ, претерпѣваетъ непрерывныя измѣненія отъ одного дня къ другому, нерѣдко отъ одного часа къ другому, и колебанія эти весьма значительны. Наприм., въ Одессѣ, отъ 9 час. утра 28 декабря 1887 года къ 9 час. утра слѣдующаго дня, высота уровня измѣнилась на 3 фута и 6 дюймовъ; въ Таганрогѣ въ теченіе 24 часовъ (7 час. утра 30-го декабря 1887 г.—7 час. утра 31 декабря 1887 года) уровень повысился на 11 футовъ и 5 дюймовъ.

Наблюденія надъ колебаніями берегового уровня въ Одессѣ производятся съ 1875 года вблизи Воронцовскаго маяка. Для этой цѣли установлена рейка, дѣленія которой расположены сверху внизъ; нулевая точка находится всегда выше уровня воды. Постоянная береговая марка отмѣчена на каменной стѣнѣ карантиннаго мола. Высота марки надъ нулемъ футштока равна 4 футамъ и 6 дюймамъ. На основаніи сырого матеріала, вычислены нами среднія высоты воды по футштоку. Окончательные результаты даны въ слѣдующей табличкѣ, въ которой показано, на сколько среднія мѣсячныя выше (+) или ниже (—) годового средняго уровня:

январь. . . .	—3.4 дюйма	мартъ	—0.6 дюйма
февраль . . .	—2.5	апрѣль. . . .	+2.0

май	+4.7 дюйма	сентябрь	-0.7 дюйма
іюнь	+3.7 »	октябрь	-1.6 »
іюль	+1.7 »	ноябрь	-1.6 »
августъ	+0.3 »	декабрь	-1.9 »

Какъ видно, съ февраля уровень, въ среднемъ, постепенно повышается, въ мѣѣ достигаетъ максимума и вновь начинаетъ падать до минимума въ январѣ. Амплитуда колебаній равна 8.1 дюйма.

Хотя предѣлы, въ которыхъ совершаются колебанія мѣсячныхъ среднихъ, не превышаютъ въ Одессѣ 8.1 дюйма, но абсолютныя величины колебаній, въ отдѣльныхъ случаяхъ, бывають велики.

Вообще, береговой уровень можетъ колебаться вблизи Воронцовскаго маяка въ предѣлахъ 4 футовъ 10.9 дюйма. Въ другихъ пунктахъ Черноморскаго побережья абсолютныя амплитуды колебаній имѣють слѣдующія значенія:

Днѣстровскій знакъ	3 фута 10.0 дюйма
Очаковъ	3 » 7.0 »
Николаевъ	3 » 7.1 »
Тарханкутъ	2 » 4.2 »
Севастополь	2 » 7.7 »
Ялта	2 » 0.1 »
Берчь	2 » 11.9 »
Геническъ	7 » 5.2 »
Таганрогъ	16 » 3.7 »
Новороссійскъ	3 » 7.0 »
Поти	3 » 5.8 »
Батумъ	4 » 0.9 »

Амплитуды абсолютныхъ колебаній больше въ зимніе мѣсяцы и меньше въ лѣтніе.

Средній *юдовой* уровень береговой полосы Чернаго моря не остается постояннымъ; отъ одного года къ другому, онъ претерпѣваетъ небольшія колебанія; колебанія эти во всѣхъ пунктахъ Черноморскаго побережья, такъ сказать, созвучны между собою, в кривыя, выражающія эти колебанія, параллельны.

Созвучіе колебаній замѣтно даже на столь отдаленныхъ другъ отъ друга станціяхъ, какъ Одесса, Ялта и Поти.

При нивелировкахъ весьма важно знать высоту среднего уровня моря, къ которому бы можно было относить всѣ измѣренія. Наблюденія даютъ возможность сдѣлать эти опредѣленія относительно постоянной марки. Оказалось, что въ Одессѣ *средній* уровень моря въ береговой полосѣ лежитъ на 2 фута 8.4 дюйма ниже нуля футштока Воронцовскаго маяка и на 7 футовъ 2.4 дюйма ниже постоянной береговой марки, высѣченной на каменной стѣнѣ карантиннаго мола.

Детальное изученіе многолѣтнихъ наблюденій приводятъ къ тому заключенію, что колебанія берегового уровня обуславливаются, главнымъ образомъ, распредѣленіемъ давленія и господствующими вѣтрами. Береговой уровень уподобляется барометру, отражающему своими колебаніями измѣненія, происходящія въ давленіи воздуха. Давленіе, возрастающее отъ сѣвера къ югу, очевидно, будетъ способствовать повышенію уровня у сѣверныхъ береговъ; обратное распредѣленіе давленія вызоветъ пониженіе уровня у нашихъ береговъ. Воздушныя теченія, въ свою очередь, могутъ нагонять воду къ берегу или уносить ее въ открытое море. Сочетаніемъ этихъ двухъ факторовъ можно объяснить всѣ детали въ колебаніяхъ берегового уровня водъ Чернаго моря¹⁾. Быстрая сѣвна вѣтра, въ связи съ быстрымъ измѣненіемъ давленія, могутъ отразиться значительнымъ колебаніемъ уровня. Доказательствомъ могутъ служить колебанія уровня во время прохожденія циклона, сопровождающагося, вообще, подобной сѣвной метеорологическихъ факторовъ.

Температура *поверхностныхъ* водъ измѣняется въ весьма широкихъ предѣлахъ, въ зависимости отъ атмосферныхъ условій. Въ зимніе мѣсяцы она понижается посреди открытаго моря до 5—6°, а у береговъ до 0°; въ лѣтніе же мѣсяцы поверхностныя воды у береговъ достигаютъ 24°—25°, а въ открытомъ морѣ до 22°.

Среднія мѣсячныя температуры моря вблизи Воронцовскаго маяка выражаются слѣдующими числами:

¹⁾ См. Клоссовскій. Колебанія уровня и температуры въ береговой полосѣ Чернаго и Азовскаго морей. Спб. 1890.

январь	1°2	июль	20°5
февраль	1.1	августъ	19.4
мартъ	3.5	сентябрь	17.0
апрѣль	10.1	октябрь	12.3
май	16.5	ноябрь	7.4
іюнь	19.7	декабрь	3.4
годъ	11°0		

Отъ поверхности вглубь температура въ лѣтніе мѣсяцы, вообще, понижается. Тамъ, гдѣ дно мельче 30 саж., пониженіе идетъ до самаго дна; въ остальныхъ мѣстахъ пониженіе наблюдается только до глубины 30—35 саж., гдѣ, въ среднемъ, достигаетъ около 7°. Ниже 30—35-саженнаго слоя температура повышается и, достигнувъ 9° (на глубинѣ около 200 саж.), остается почти постоянной до самаго дна. Въ 1891 году найдено, что въ маѣ минимумъ температуры находится на глубинѣ 30 саженъ, въ августѣ глубже. Температура этого минимальнаго слоя въ августѣ была выше, чѣмъ въ маѣ. Въ слѣдующей таблицѣ приведено среднее распределеніе температуры въ открытомъ морѣ на различныхъ глубинахъ:

	май	августъ		май	августъ
0 саж.	16°1	24°1	40 саж.	7°4	7°1
5 „	13.7	22.5	45 „	8.1	7.1
10 „	11.6	19.1	50 „	8.3	7.1
15 „	9.6	13.2	60 „	8.4	7.2
20 „	8.1	11.1	70 „	8.5	7.6
25 „	7.5	8.6	80 „	8.6	8.2
30 „	6.9	7.3	90 „	8.7	8.5
35 „	7.2	7.1	100 „	8.8	8.7

Годовыя перемѣны температуры, повидимому, не проникаютъ глубже 100 саженъ.

Въ Азовскомъ морѣ весь слой отъ поверхности до дна, въ лѣтніе мѣсяцы, мало различается по температурѣ и солености.

Указанный нами общій ходъ измѣненія температуры съ глубиною претерпѣваетъ тѣ или другія модификаціи, въ зависимости отъ мѣстныхъ условій. Особенно велики эти модификаціи вблизи Босфора, черезъ который вливаются болѣе теплыя и болѣе соленыя воды Средиземнаго моря. Тамъ, въ разстояніи

4 миль отъ входныхъ маяковъ Босфора, прямо противъ входа въ проливъ, найдена, на глубинѣ около 40 сажень, температура 11° и соленость 3.4% .

Прибрежнымъ жителямъ хорошо извѣстны тѣ рѣзкія колебанія, которымъ подвергается температура въ береговой полосѣ. Нерѣдки случаи, когда, въ лѣтніе мѣсяцы, температура въ береговой полосѣ понижается на 7° и 8° въ сутки. Привожу нѣсколько примѣровъ изъ моихъ наблюденій, произведенныхъ въ 1886 году въ колоніи Люстдорфъ.

	температура воды	температура воздуха
30 іюня. . . .	$20^{\circ}.4$	$19^{\circ}.8$
1 іюля. . . .	16.0	22.2
2 »	12.6	17.3
24 іюня. . . .	22.6	18.8
25 »	16.2	18.1
29 іюля. . . .	20.4	30.7
30 »	14.7	23.4.

9 августа въ 12 ч. дня термометръ показывалъ 18.0° , а въ 6 часовъ вечера 13.0° , т. е. на 5° ниже.

20 іюля въ 12 час. дня	температура воды	$21^{\circ}.1$
» » » 5 » веч.	»	18.1
» » » 6 » »	»	17.5,

т. е. пониженіе равнялось $0^{\circ}.6$ въ часъ.

Можно привести примѣры столь же быстрыхъ повышеній температуры, напр.,

	температура	
	воды	воздуха
15 іюня въ полдень. .	$11^{\circ}.2$	$22^{\circ}.6$
16 » » »	21.2	22.7,

т. е. температура воды въ сутки повысилась на 10° .

	температура	
	воды	воздуха
29 іюля въ 8 ч. утра	$17^{\circ}.4$	$23^{\circ}.9$
» » » 12 » дня	22.5	30.7
3 авг. » 8 » утра	16.4	19.8
» » » 12 » дня	18.8	25.0
» » » 6 » вечера	21.4	23.2

Интересно изслѣдовать тѣ условія, при которыхъ происходятъ подобныя рѣзкіе скачки въ температурѣ береговой полосы. Очевидно, что на эти колебанія вліяетъ не температура воздуха, ибо пониженія въ морѣ обыкновенно предшествуютъ на сутки и болѣе пониженіямъ въ воздухѣ (весь іюль) или происходятъ даже во время жаркой погоды, напр. отъ 10 до 14 августа; кромѣ того, вслѣдствіе значительной своей теплоемкости, вода не можетъ такъ быстро слѣдовать за измѣненіями температуры воздуха. Источникъ холода слѣдуетъ искать въ глубинахъ, въ которыхъ въ лѣтнее время господствуютъ температуры около 8° — 10° . Слѣдовательно, всѣ обстоятельства, способствующія выступленію холодной воды, будутъ, вѣсть съ тѣмъ, искомыми нашими факторами. Такъ какъ съ глубиною плотность возрастаетъ, то выступающую холодную воду всегда можно будетъ узнать по увеличенію плотности, приведенной къ определенной температурѣ.

Повидимому, существуетъ нѣсколько причинъ, которыми обуславливаются быстрыя пониженія температуры у нашихъ береговъ, а именно:

1) сильные юго-западные и южные вѣтры, производящіе значительное волненіе и перемѣшивающіе верхніе, болѣе теплые, и нижніе, болѣе холодные, слои, должны сильно понижать температуру водъ; степень пониженія зависитъ отъ глубины дна, прилегающаго къ береговой полосѣ; вліяніе этого фактора должно обнаружиться особенно сильно на южныхъ берегахъ Крыма, гдѣ значительныя глубины подступаютъ къ берегу. Подобнымъ перемѣшиваніемъ объясняется быстрое пониженіе температуры воды 2 іюля. Съ 1-го іюля, подъ вліяніемъ циклона, находившагося въ Венгріи, въ Одессѣ задули сильные ЮВ, Ю и ЮЗ вѣтры, которые въ 9 часовъ вечера 2-го іюля перешли къ ССЗ; образовался сильный прибой и температура понизилась:

1-го іюля до $16^{\circ}0$

2 » » 12.6 .

Подъ вліяніемъ юго-западныхъ вѣтровъ, достигшихъ, въ открытомъ морѣ, значительной силы, произошло также пониженіе температуры 13 и 14 августа до $13^{\circ}8$. Плотность при этомъ увеличилась до 1.0124—1.0131.

2) Еще болѣе значительное пониженіе возможно при вѣт-

рахъ между сѣверомъ и западомъ, перпендикулярныхъ къ общей линіи берега. Сѣверо-западные вѣтры сдувають, такъ сказать, верхнюю нагрѣтую пленку воды и уносятъ ее въ открытое море, а взамѣнъ ея выступаетъ холодная вода глубинъ. Всѣ наиболѣе значительныя пониженія температуры происходили при этихъ, именно, вѣтрахъ; напр., температура понизилась:

въ іюнь	17-го	до 13.0°	при NW ₁
»	»	25	» 13.0° » WNW и W ₂
»	»	11	» 13.3° » WNW ₁
»	»	21	» 16.6° » NNW ₂
»	»	30	» 12.5° » NW ₂
» августъ	10	» 12.0°	» WNW и W ₂
»	»	30	» 17.5° » NW ₃ , NNW ₄ , N ₁

Особенно разительный примѣръ можно было наблюдать 20-го іюля; температура воды, какъ мы сказали, была

въ полдень	21°.1
» 5 ч. в.	18.1
» 6 ч. в.	17.5

т. е. пониженіе равнялось 0°.6 въ часъ; при этомъ дулъ сильный сѣверо-западный вѣтеръ, быстро сдувавшій въ открытое море верхніе слои воды; предметы, брошенные на поверхность воды, быстро уносились въ открытое море. Подобное же явленіе можно было наблюдать 9 и 10 августа; подъ влияніемъ быстраго теченія отъ берега, температура понизилась на 5°.0 въ промежутокъ времени отъ 12 ч. пополудни до 6 ч. вечера, а плотность возрасла отъ 1.0122 до 1.0130. 20 іюля при СЗ, вѣтръ плотность была слѣдующая:

въ полдень	21°.1	1.0103
» 6 ч. вечера	17.5	1.0114

30 іюля при СЗ₁:

въ 8 ч. утра	17°.8
» 6 ч. вечера	14°.7,

а наканунѣ, въ полдень, термометръ показывалъ 22.5° С.

3) Третье обстоятельство, понижающее температуру, заключается въ направленіи установившагося теченія. Нужно за-

имѣтнть, что въ водѣ очень быстро устанавливается теченіе, совпадающее по направленію съ преобладающимъ направленіемъ вѣтра; если подобное теченіе захватываетъ значительное пространство, то съ лѣвой стороны его (ставъ лицомъ по направленію теченія) выступаетъ болѣе холодная вода; съ правой стороны, слой воды, имѣющій известную температуру, лежитъ гораздо глубже, чѣмъ съ лѣвой; справедливость этого можно видѣть, въ большомъ видѣ, въ Гольштремѣ; именно, въ нижнихъ частяхъ Гольштрема изотерма 10° съ лѣвой стороны лежитъ на глубинѣ 240 метровъ, а съ правой на глубинѣ 416 метровъ. То же явленіе можно видѣть въ теченіяхъ, которыя получаютъ импульсы отъ вѣтровъ; напримѣръ, въ южной части Балтійскаго моря температура въ теченіе 24 часовъ, при восточномъ вѣтрѣ, падаетъ отъ 19° до 6° ; въ разстояніи же 36 миль отъ берега, въ то же время встрѣчаемъ на поверхности 18° , а изотерма 6° скрывается на 70 метровъ. Въ Гвинейскомъ заливѣ температура у берега 19° — 40° , а въ открытомъ морѣ $25^{\circ}.5$ — $26^{\circ}.5$. Подобное же явленіе наблюдается и у насъ; напр., 12 августа существовало сильное теченіе съ юга; температура понизилась:

въ полдень до $15^{\circ}.5$
 > 6 ч. вечера > 13.5 ,

въ то же время плотность увеличилась

въ полдень до 1.0129
 > 6 ч. вечера > 1.0125;

25 іюля въ полдень температура была $22^{\circ}.6$ C; около полудня замѣчено было сильное теченіе отъ юга, которое поддерживалось до 28 іюля; температуры были слѣдующія:

	12 ч. дня	6 ч. вечера
25 іюля	$22^{\circ}.6$	$18^{\circ}.1$
26 >	20.9	20.6
27 >	19.4	17.5
Плотности	12 ч. дня	6 ч. вечера
25 іюля	1.0105	1.0118
26 >	1.0115	1.0116
27 >	1.0123	1.0128.

5-го августа, послѣ полудня, замѣчено сильное теченіе съ юга :

	температура			плотность		
	8 ч. ут.	12 ч. д.	6 ч. веч.	8 ч. ут.	12 ч. д.	6 ч. веч.
4 августа	—	23.0	21.8	—	1.0116	1.0116
5 „	20.4	21.0	18.6	1.0120	1.0124	1.0124.

Особенно низкія температуры наблюдаются тогда, когда, при сильномъ волненіи, существуетъ теченіе отъ юга ; совпаденіе подобныхъ условій и было причиной сильнаго пониженія между 10 и 14 августа (до $10^{\circ}.8$ $R=13^{\circ}.5$ C) Обратное, при теченіи отъ сѣвера, одесскій берегъ находится съ правой стороны и тогда температура повышается ; напр., 6 августа при сѣверномъ теченіи :

	температура			плотность		
	8 ч. ут.	12 ч. д.	6 ч. веч.	8 ч. ут.	12 ч. д.	6 ч. веч.
6 августа	18 ^o .6	20.4	21.6	1.0122	1.0107	1.0097
29 „	22.5	23.1	22.5	1.0091	1.0099	1.0100
30 „	21.0	21.9	21.9	1.0103	1.0104	1.0104

Условіями, наиболее благоприятными для повышенія температуры, можно считать высокое стояніе барометра и слабые или умеренные восточные и юго-восточные вѣтры, нагоняющіе къ берегу теплую поверхностную воду. Подобныя условія имѣютъ мѣсто тогда, когда надъ Чернымъ моремъ господствуетъ обширная область высокаго давленія. Преобладаніемъ восточныхъ теченій объясняются высокія температуры въ 5 и 6 пентады августа (при слабой плотности), а также быстрое повышеніе 16 іюня (отъ $11^{\circ}.2$ до $21^{\circ}.2$), поднятіе температуры 5 и 9 іюля, 4 августа и др.

Среднее содержаніе солей, по Шпиндлеру, выражается слѣдующими числами :

глубина	май	августъ	глубина	май	августъ
0	1.81%	1.81%	20	—	—
5	1.82	1.82	25	1.85	1.85
10	1.82	1.82	50	1.99	1.94
15	1.82	1.82	100	2.11	2.11

По анализамъ проф. Коновалова, содержаніе солей въ пробахъ, взятыхъ въ 1890 году въ открытомъ морѣ, было слѣдующее:

глубины	50 саж.	100	240	515	900	1100
по анализу. . .	1.8308%	2.0594	2.2117	2.2198	2.1740	2.2231
сухой остатокъ .	1.8262	2.0726	2.1909	2.2175	2.1758	2.2226

Въ береговой полосѣ вблизи Одессы содержаніе соли меньше, вслѣдствіе прихода рѣчныхъ водъ. Съ глубиною общее содержаніе соли повышается. Это же видно изъ чиселъ, найденныхъ А. А. Лебединцевымъ для содержанія хлора. Чисто морскіе пункты въ поверхностныхъ слояхъ содержатъ хлора около 11 граммовъ на литръ. Максимальное содержаніе хлора найдено на глубинѣ 1185 сажень и составляетъ 12.8 грамма.

По общему содержанію солей Черное море уступаетъ океанамъ и нѣкоторымъ внутреннимъ морямъ, но богаче солями, чѣмъ сѣверная часть Балтійскаго, гдѣ процентное содержаніе соли не превышаетъ 0.25%; но оно близко къ юго-западной части, гдѣ соленость равна 2‰.

Въ составѣ солей первое мѣсто принадлежитъ поваренной соли, затѣмъ идутъ хлористый магній, сѣрно-кислый магній, сѣрно-кислый кальцій, углекислый кальцій и т. д. Подобный порядокъ въ содержаніи солей, по ихъ относительному количеству, съ глубиною остается безъ измѣненія. Въ такомъ же порядкѣ распредѣлены соли въ океанической водѣ. Такъ, на основаніи анализа проф. Коновалова, одной изъ пробъ, взятой на глубинѣ 50 саж., содержаніе солей слѣдующее:

NaCl. . . .	1.4198%	MgBr ₂	0.0038%
KCl	0.0385	MgSO ₄	0.1299
MgCl ₂	0.1631	CaSO ₄	0.0469
	CaCO ₃		0.0288.

Параллельно съ соленостью измѣняется также плотность водъ Чернаго моря. Абсолютная плотность на поверхности, въ средней части водоема, равна 1.01338; она уменьшается къ берегамъ и особенно быстро къ устью Дуная. Съ глубиною плотность возрастаетъ и на днѣ равна 1.0173. Вблизи Босфора, на глубинѣ 60 саж., она равна 1.0204.

Особенность Чернаго моря, изслѣдованная экспедиціями 1890—1891 годовъ, заключается въ зараженіи водъ сѣрководо-

родомъ. Фактъ этотъ былъ открытъ, съ качественной стороны, еще во время экспедиціи 1890 года. Съ количественной стороны свойство это изслѣдовано въ слѣдующемъ году А. А. Лебединцевымъ. Повидимому, зона зараженія, доступнаго нашимъ химическимъ реакціямъ, начинается между 100 и 125 саж. Со 100-саженной глубины начинается также быстрое убываніе животной жизни. Раньше мы видѣли, что, въ орднемъ выводѣ, 100-саженная глубина составляетъ предѣльную линію циркуляціи водъ въ Черноморской котловинѣ; эта же глубина, приблизительно, составляетъ также предѣлъ распространенія организмовъ и, вмѣстѣ съ тѣмъ, предѣлъ водъ, свободныхъ отъ сѣроводороднаго газа. Количество сѣроводорода съ глубиною возрастаетъ, хотя не вездѣ равномерно; максимальное количество сѣроводорода, какъ видно изъ предварительнаго отчета А. А. Лебединцева, найдено на глубинѣ 1159 сажень ($\varphi=43^{\circ}36'$, $\lambda=3^{\circ}8'$ Е отъ Пулв.) и равно 0.0005078 грамма или 6.55 куб. сантиметра газа въ литрѣ воды при температурѣ, какую она имѣла въ моментъ анализа, т. е. около $10^{\circ}.5$.

Количество органическихъ веществъ измѣняется отъ 4.7 до 2 миллиграммовъ, а общее количество растворенныхъ газовъ отъ 10.75 до 17.75 куб. сант. въ литрѣ воды при 0° и 700 мм. давленія.

Литературныя указанія. Пособія могутъ служить работы, указанныя въ главѣ III, особенно:

1) Шпидлеръ. Лекціи Физической Географіи. Спб. 1903.
и Otto Krümmel. Handbuch der Oceanographie. Band. I. Stuttgart. 1907.

2) * Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Tiefsee-Expedition auf dem Dampfer «Valdivia» 1898—1899, herausgegeben von Carl Chun. Jena. 1901. Text und Atlas.

3) * Die Stella Polare im Eismeer. Erste italienische Nordpol-expedition 1899—1900 von Ludwig Amadeus von Savoyen. Leipzig. 1903.

4) * Die Deutsche Südpolar-Expedition auf dem Schiff «Gauss» unter Leitung von Erich von Drygalski. Berlin. 1903.

5) * Veröffentlichungen des Instituts für Meereskunde und des Geographischen Instituts, herausg. von Ferdinand von Richthofen. Berlin.

X.

Тепловое состояніе нижнихъ слоевъ земной атмосферы.

Связь между температурой земной поверхности и температурой нижнихъ слоевъ земной атмосферы. Тепловое воздѣйствіе земной поверхности на выше лежащіе слои воздуха. Методы опредѣленія температуры воздуха въ нижнихъ слояхъ земной атмосферы. Самопишущіе приборы и ихъ разработка. Принципы непрерывности. Суточные колебанія температуры. Годовыя колебанія. Кривая годового хода и возвраты тепла и холода. Географическое распределеіе тепла въ нижнихъ слояхъ земной атмосферы. Термометрическій градиентъ и его опредѣленіе. Полюсъ холода. Карты изононалей. Карты Hildebrandsson'a. Литературныя указанія.

Связь между температурой земной поверхности и температурой нижнихъ слоевъ земной атмосферы. Между температурой твердой и жидкой оболочки земли, съ одной стороны, и температурой воздуха, съ другой, существуетъ тѣсная связь. Эту связь можно видѣть изъ сравненія средней температуры воздуха и температуры земной поверхности, какъ въ суточномъ такъ и годовомъ ходѣ. Приведемъ для примѣра средній суточный ходъ температуры почвы и воздуха, перевычисленный нами на основанія 7-лѣтнихъ наблюденій въ Тифлисъ (1884—1890 гг.), для января и іюля :

А) январь

температура				температура			
часы	почвы	воздуха	разность	часы	почвы	воздуха	разность
1	-2°6	-2°3	-0°3	1	7°2	1°9	+5°3
2	-2.7	-2.5	-0.2	2	6.7	2.2	+4.5
3	-2.9	-2.6	-0.3	3	5.2	2.2	+3.0
4	-3.0	-2.8	-0.2	4	2.4	1.7	+0.7
5	-3.1	-2.9	-0.2	5	0.2	0.6	-0.4
6	-3.2	-3.0	-0.2	6	-0.6	-0.2	-0.4
7	-3.4	-3.0	-0.4	7	-1.1	-0.7	-0.4
8	-3.0	-2.8	-0.2	8	-1.5	-1.1	-0.4
9	-0.5	-1.8	+1.3	9	-1.8	-1.4	-0.4
10	2.1	-0.7	+2.8	10	-2.1	-1.8	-0.3
11	4.6	0.4	+4.2	11	-2.3	-1.9	-0.4
полдень	6.3	1.2	+5.1	полночь	-2.5	-2.2	-0.3
				среднее	-0.1	-1.0	+0.9

В) июль

часы	температура			часы	температура		
	почвы	воздуха	разность		почвы	воздуха	разность
1	20°7	20°4	+0.3	1	48°1	28°1	+20°0
2	20.2	19.6	+0.6	2	47.3	28.5	+18.8
3	19.6	19.2	+0.4	3	45.8	28.9	+16.9
4	19.1	18.7	+0.4	4	42.5	28.8	+13.7
5	18.8	18.4	+0.4	5	38.2	28.4	+9.8
6	20.1	19.3	+0.8	6	32.8	27.5	+5.3
7	25.5	20.7	+4.8	7	28.5	25.9	+2.6
8	30.6	22.3	+8.3	8	25.7	24.2	+1.5
9	35.7	23.8	+11.9	9	24.2	23.0	+1.2
10	40.8	25.3	+15.5	10	23.1	22.2	+0.9
11	44.8	26.4	+18.4	11	22.2	21.3	+0.9
полдень	47.0	27.3	+19.7	полночь	21.4	20.7	+0.7
				среднее	31.0	23.7	+7.3

Слѣдующія числа представляютъ ежечасный ходъ температуры почвы и воздуха въ Одессѣ отъ 5 часовъ утра 22 июля 1905 года до 4 часовъ утра слѣдующаго дня :

часы	температура			часы	температура		
	почвы	воздуха	разность		почвы	воздуха	разность
5	15°3	16.6	-1.3	5	32.8	23.4	+9.4
6	15.9	18.6	-2.7	6	29.1	22.9	+6.2
7	23.3	20.4	+2.9	7	29.0	22.5	+6.5
8	32.4	20.8	+11.6	8	21.2	21.8	-0.6
9	38.1	20.4	+17.7	9	19.9	20.7	-0.8
10	44.7	21.8	+22.9	10	18.5	20.2	-1.7
11	52.3	22.4	+29.9	11	17.4	19.2	-1.8
полдень	47.0	23.1	+23.9	полночь	16.1	19.6	-3.5
1	57.0	23.2	+33.8	1	17.1	19.9	-2.8
2	55.2	22.3	+22.9	2	16.4	18.9	-2.5
3	48.7	23.1	+25.6	3	15.7	17.9	-2.2
4	34.2	23.0	+11.2	4	15.7	18.2	-2.5

Приводимъ, наконецъ, разность между температурой оголенной почвы и температурой воздуха въ Екатеринбургѣ (1905 годъ):

часы	январь	юль	часы	январь	юль
1	—0°.79	+0°.60	1	+0°.83	+9°.52
2	—0.74	+0.50	2	+0.29	+9.51
3	—0.83	+0.45	3	—0.43	+8.06
4	—0.74	+0.52	4	—0.98	+6.51
5	—0.67	+0.58	5	—0.90	+4.71
6	—0.55	+0.46	6	—1.08	+3.16
7	—0.60	+1.00	7	—0.92	+1.40
8	—0.68	+5.08	8	—0.80	+0.35
9	—0.44	+7.19	9	—0.85	+0.23
10	+0.30	+7.72	10	—0.76	+0.33
11	+0.92	+8.25	11	—0.71	+0.38
полдень	+0.87	+9.74	полночь	—0.71	+0.61.

Изъ приведенныхъ таблицъ видно, что въ *ночные* часы температура почвы ниже температуры воздуха или близка къ ней. Въ *дневные* часы, температура почвы, во всѣ мѣсяцы года, значительно выше температуры воздуха (особенно лѣтомъ). Минимумы температуры, какъ на поверхности почвы такъ и въ воздухѣ, наступаютъ одновременно. Минимумъ же въ воздухѣ запаздываетъ на 2—3 часа. Разность между температурой почвы и воздуха въ теплыхъ климатахъ можетъ быть весьма велика, (въ Одессѣ до 35°—40°). Въ лѣсу и при растительномъ покровѣ эта разница меньше. Еще меньше разность между температурой *водной* поверхности и воздуха; такъ, въ экваторіальной части Атлантическаго океана (0°—10° с. ш.), разница между температурой воды и температурой воздуха слѣдующая:

полночь . .	0°.83	8 час. . .	0°.54	4 час. . .	0°.34
2 час. . .	1.01	10 » . .	0.29	6 » . .	0.55
4 » . .	0.98	полдень . .	0.11	8 » . .	0.76
6 » . .	0.87	2 час. . .	0.14	10 » . .	0.75

Поверхность воды, какъ видно, въ теченіе всего дня теплѣе, чѣмъ воздухъ. Максимумъ на поверхности воды — въ 2 часа,

а въ воздухѣ—въ 12—2 пополудни. Амплитуда колебаній въ водѣ $0^{\circ}.7$, а въ воздухѣ $1^{\circ}.5$. Интересны слѣдующія числа, приводимыя Нипп'омъ, для температуры воды и воздуха въ Атлантическомъ океанѣ подъ 30° с. ш.¹⁾.

часы	п о п о л у н о ч и					
	1	3	5	7	9	11
вода . . .	19 ^o .8	19.7	19.8	19.8	20.0	20.1
воздухъ . .	18.9	18.9	19.0	19.2	19.6	20.2
вода—воздухъ						
разность .	0 ^o .9	0.8	0.8	0.6	0.4	—0.1

часы	п о п о л у д н и						средн.
	1	3	5	7	9	11	
вода . . .	20 ^o .1	20.2	20.1	20.0	19.9	19.8	19.95
воздухъ . .	20.6	20.6	20.3	19.7	19.3	19.0	19.61
вода—воздухъ							
разность .	—0.5	—0.4	—0.2	0.3	0.6	0.8	—0.34.

Изъ чиселъ этихъ видно, что температура воздуха почти не зависитъ отъ температуры воды; ночью воздухъ можетъ вовсе не отдавать тепла водѣ; въ полдень разница также не велика. Суточный ходъ температуры воздуха надъ океаномъ обусловливается, главнымъ образомъ, прямымъ поглощеніемъ солнечной радіаціи и лучеиспусканіемъ къ небесному своду; вслѣдствіе этого, колебанія должны быть весьма невелики. По изслѣдованіямъ Рыкачева, амплитуда суточного хода воздуха надъ тропическими океанами не превышаетъ $1^{\circ}.6$, и максимумъ наступаетъ въ $12\frac{1}{2}$ часовъ пополудни. Какъ между тропиками, такъ и внѣ, максимумъ въ воздухѣ наступаетъ на $1—1\frac{1}{2}$ часа раньше максимума въ водѣ.

Подобное же соотношеніе между температурой поверхности почвы и температурой воздуха существуетъ и въ *юдовомъ* ходѣ, какъ это видно изъ нижеслѣдующихъ среднихъ чиселъ, найденныхъ для Одессы, Троицка и Иркутска:

¹⁾ Hann. Lehrbuch der Meteorologie. 1905. S. 56.

	Одесса			Тюльскъ			Иркутскъ	Вяткин-бургъ
	почва	воздухъ	разн.	почва	воздухъ	разн.		
январь .	-0°9	-1°9	+1°0	-0°5	-1°6	+1°1	-0°7	-0°46
февраль .	1.2	-0.3	+1.5	4.1	3.0	+1.1	-0.6	+0.62
мартъ .	4.8	2.1	+2.7	10.7	8.0	+2.7	+0.5	+1.96
апрѣль .	13.0	8.1	+4.9	17.9	12.7	+5.2	+4.2	+3.26
май . .	22.7	15.0	+7.7	22.6	17.3	+5.3	+9.0	+2.76
іюнь . .	28.0	19.8	+8.4	27.1	20.6	+6.5	+11.8	+4.03
іюль . .	31.0	22.3	+8.7	32.2	24.3	+7.9	+12.4	+4.62
августъ .	29.5	22.1	+7.4	32.1	24.1	+8.0	+6.3	+2.77
сентябрь .	21.9	16.8	+5.1	24.0	19.8	+5.1	+2.6	+1.94
октябрь .	14.4	12.0	+2.4	17.2	14.2	+3.0	-1.6	+0.02
ноябрь .	4.7	4.0	+0.7	7.7	6.7	+1.0	-2.1	+0.09
декабрь .	0.1	-0.5	+0.6	2.1	1.5	+0.6	-1.1	+0.33
годъ . .	14.3	10.0	+4.3	16.5	12.6	+3.9	-3.4	+1.73
амплитуда	31.9	24.2	—	32.7	25.9	—	—	—

Въ высшихъ широтахъ поверхность почвы покрыта снѣгомъ, который сильно охлаждается вслѣдствіе лучеиспусканія и дѣйствуетъ охлаждающимъ образомъ на нижніе слои воздуха. Въ болѣе низкихъ широтахъ, во всѣ мѣсяцы года, температура почвы выше, особенно въ лѣтніе мѣсяцы. На основаніи наблюденій, можно установить слѣдующія положенія: 1) сухая почва производитъ сильнѣйшее дѣйствіе на температуру нижнихъ слоевъ воздуха въ суточномъ ходѣ и болѣе слабое — въ годовомъ періодѣ; 2) жидкая поверхность земли, въ суточномъ періодѣ, имѣетъ слабое вліяніе; но весьма значительно ея дѣйствіе въ годовомъ ходѣ въ періодѣ паденія температуры.

Тепловое вѣдѣніе земной поверхности на выше лежащіе слои атмосферы. При разсмотрѣніи этого вопроса, будемъ различать два состоянія почвы: состояніе охлажденія и состояніе нагрѣванія. Состояніе *охлажденія*, въ ночные часы и въ зимніе мѣсяцы, передается вверхъ путемъ теплопроводности и путемъ лучеиспусканія къ охлажденной почвѣ и къ междупланетному пространству, особенно первымъ. Охлажденіе путемъ теплопроводности происходитъ медленно, а поэтому, дѣйствіе это можетъ ограничиться слоемъ воздуха весьма малой мощности. Нетрудно даже вычислить приблизительно, на какую вы-

соту (p) охлажденіе почвы можетъ распространиться вверхъ въ теченіе извѣстнаго періода времени t :

$$p=2\sqrt{\pi kt}, \text{ гдѣ } k=0.173.$$

Если t равно длинѣ зимней ночи (16 час.=57600 секундъ), то $p=3.54$ метра. Въ лѣтнюю 8-ми часовую ночь, $p=2.5$ метра. Для полярной 3-мѣсячной ночи $p=41$ метр. Слѣдовательно, *холодная* поверхность земли дѣйствуетъ, главнымъ образомъ, вызывая лученспусканіе къ почвѣ. Но оба эти фактора, теплопроводность и лученспусканіе, должны, очевидно, вызывать одно и то же слѣдствіе: температура съ высотой должна *повышаться*.

Разсмотримъ затѣмъ состояніе *нагрѣванія* почвы при дневной инсоляціи въ лѣтнее время. Нижніе слои воздуха нагрѣваются прикосновеніемъ къ почвѣ, т. е. путемъ теплопроводности, а также, въ болѣе слабой степени, лученспусканіемъ почвы. Частицы нижняго слоя дѣлаются легче выше лежащихъ и восходятъ; болѣе холодныя падаютъ внизъ, нагрѣваются и, въ свою очередь, начинаютъ восходить. Нетрудно показать, что нижніе слои дѣлаются легче слоевъ, выше лежащихъ, когда температура падаетъ по 0.03° на 1 метръ поднятія ¹⁾. Въ обсерваторіи Новороссійскаго университета проф. Воейковъ, 28 августа 1895 года, нашелъ, при помощи аспираціоннаго прибора Assmann'a, слѣдующія температуры:

на поверхности почвы.	.	50 ^o .4
» высотъ 20 сант.	.	32.2
» » 54 »	.	30.0
» » 300 »	.	28.9.

Но подобное быстрое паденіе температуры съ высотой возможно, почти исключительно, лишь въ самыхъ нижнихъ слояхъ атмосферы. Да оно и не составляетъ условія, необходимаго для образованія восходящихъ теченій. Восходящія теченія, въ широкомъ смыслѣ этого слова, образуются тогда, когда въ атмосферѣ нарушается то распредѣленіе температуры по верти-

¹⁾ См. Reye. Die Wirbelstürme etc. Anhang. S. 210.

кальному направленію, которое требуется для сохраненія равновѣсія; а это, въ свою очередь, бываетъ тогда, когда температура падаетъ съ высотой болѣе, чѣмъ на 1° на каждые 100 метровъ вертикальнаго поднятія.¹⁾ Мы видали раньше (глава II), что если массы воздуха восходятъ, то онѣ расширяются, преодолѣваютъ вышнія давленія, а слѣдовательно, производятъ вышнюю работу. Для пропаводства этой работы необходимо потратить извѣстный запасъ энергіи. Если восхожденіе происходитъ на столько быстро, что восходящія массы не успѣваютъ получать тепло извне, и не отдаютъ его окружающему воздуху (процессъ адиабатическій), то на вышнюю работу тратится собственная энергія восходящей массы, вслѣдствіе чего, восходящая масса охлаждается. Было доказано (стран. 156), что восходящая масса *сухою* воздуха охлаждается на 1° на каждые 100 метровъ вертикальнаго поднятія. Въ восходящемъ потокѣ воздуха, насыщеннаго парами, уменьшеніе температуры съ высотой идетъ медленнѣе, и законъ паденія зависитъ отъ первоначальнаго давленія и первоначальной температуры восходящаго влажнаго воздуха. Подобное восхожденіе массъ воздуха имѣетъ мѣсто въ природѣ постоянно. Масса воздуха, встрѣчая горный склонъ, поднимается идолъ него и охлаждается; пары, содержащіяся въ ней, достигаютъ насыщенія и выдѣляются, образуя облака, дождь, снѣгъ. Подобное же восхожденіе большихъ массъ совершается въ большихъ циклоническихъ движеніяхъ. Такое восхожденіе имѣетъ также мѣсто надъ нагрѣтой земной поверхностью. Здѣсь этотъ процессъ имѣетъ форму восходящихъ нитей нагрѣтаго воздуха, при помощи которыхъ нагрѣваніе почвы передается вверхъ. Взамѣнъ поднявшихся нагрѣтыхъ нитей, болѣе холодныя частицы воздуха падаютъ внизъ. Поднимающіяся частицы не отдаютъ всего своего тепла въ верхніе слои; часть своего тепла онѣ теряютъ вслѣдствіе *смѣшенія* съ падающими, болѣе холодными, нитями; частью же испытываютъ *динамическое* охлажденіе на 0.01° на каждый метръ поднятія. Высота, до которой поднимаются восходящія токи, зависитъ отъ первоначальнаго избытка температуры надъ температурой окружающаго воздуха, а также отъ закона, по которому убываетъ температура въ слояхъ воздуха. Напримѣръ, если воздухъ, под-

¹⁾ Ib. S. 210.

с) Лѣто.

максимумъ . .	21.7	20.1	19.4	18.5	2 ч. р	3 ¹ / ₂ р	3 ² / ₄ р	—
минимумъ . .	12.6	13.7	13.7	13.5	4 ¹ / ₂ а	4 ¹ / ₄ а	5 ¹ / ₂ а	—
разность . .	9.1	6.4	5.7	5.0	—	—	—	—

На основаніи этихъ чиселъ Angot заключаетъ, что амплитуда, въ болѣе высокихъ слояхъ, должна имѣть слѣдующія значенія:

зимою на высотѣ 750 м. . . .	0°.4
лѣтомъ > > 1150 >	0.9.

Уменьшеніе амплитуды можно выразить формулой:

$$\log A_h = \log A_0 - bh.$$

Изъ наблюденій на Эйфелевой башнѣ, найдено:

для зимы	$b=0.0013$
> весны	$b=0.0011$
> лѣта	$b=0.0009.$

Наблюденія, помощью змѣевъ, на Blue Hill дали:

$$b=0.0016.$$

Постепенное распространеніе опредѣленной температуры можно видѣть на Эйфелевой башнѣ изъ слѣдующаго. Въ декабрь и январь температура 2° наступаетъ въ различные часы дня на слѣдующихъ высотахъ:

высота (въ метрахъ)	0	100	200	300
при распротр. тепла вверхъ въ	10 ^ч 15 ^а	10 ^ч 40 ^а	12 ^ч дня	2 ^ч р
> обратн. ходъ тепла внизъ >	8 ^ч 30 ^р	8 ^ч 45 ^р	7 ^ч 30 ^р	8 ^ч 25 ^р .

Въ августѣ и сентябрѣ найдена температура 18° на слѣдующихъ высотахъ:

высота	0	100	200	300
часы	9 ^ч 30 ^а	10 ^ч 45 ^а	12 ^ч 20 ^р	2 ^ч 15 ^р .

Во время зондированій атмосферы, при помощи змѣевъ и шаровъ, найдено, что суточное колебаніе уже на высотѣ 1000 метровъ надъ земной поверхностью крайне незначительно, и на-

ступленіе максимума запаздываетъ. Напримѣръ, 31 іюля—1 августа 1901 года, въ Берлинѣ, изотерма 20° находилась :

въ 8 часовъ утра на поверхности земли,	
› 12 › дня › высотъ 450 метровъ,	
› 4 › › › › 550 ›	
› 7 › › › › 720 ›	

Наивысшая температура достигла 1600 метровъ впервые между 6 и 7 часами пополудни.

Изъ работы Angot можно видѣть также распределеніе температуры въ ночные часы :

высота	2	123	197	302 метр.
зимомъ въ 6 ч. а. .	0°8	1.3	1.3	1.2
весною › 5 › › .	8.0	9.5	9.7	9.9
лѣтомъ › 4 › › .	12.6	13.7	13.7	13.5.

На высотъ 300 метровъ теплѣе, чѣмъ внизу :

зимомъ отъ 9 ч. р до 8 ч. а
весною › 8 ч. р до 7 ч. а
лѣтомъ › 10 ч. р до 5 ч. а.

Вотъ числа, найденныя въ Берлинѣ во время зондированія 31 іюля—1 августа ночью до 5 часовъ утра :

высота	темп.	высота	темп.	высота	темп.
40 м.	15°0	500 м.	18°9	1000 м.	15°0
100 ›	15.2	600 ›	18.0	1100 ›	13.7
200 ›	16.3	700 ›	17.2	1200 ›	13.2
300 ›	20.0	800 ›	16.4	1300 ›	12.3
400 ›	19.7	900 ›	15.7	1400 ›	11.1

Повышеніе температуры до высоты 300 метровъ доказываетъ, что ночное охлажденіе нижнихъ слоевъ воздуха происходитъ, по преимуществу, вслѣдствіе лучеиспусканія къ почвѣ, а не къ междупланетному пространству. Зимомъ, въ среднихъ и высшихъ широтахъ, это повышеніе температуры съ высотой поддерживается цѣлые дня и недѣли; оно сопутствуетъ обыкновенно высокому стоянію барометра (антициклоны), благодаря

тихой погодѣ. Снѣговой покровъ, сильно охлаждающійся, благоприятствуетъ этому состоянію.

Вертикальное распредѣленіе тепла въ дневные часы должно быть иное. Въ слухъ, въ которыхъ происходятъ восходящія теченія, должно быть быстрое, особенно лѣтомъ, паденіе температуры (1° на 100 м. и больше). Вотъ, на примѣръ, на Эйфелевой башнѣ около 3 часовъ дня:

		уменьшеніе температуры			
высота . . .	2	123	197	302	на 100 метровъ
зима . . .	$4^{\circ}9$	4.2	3.6	2.8	> 0.70 >
весна . . .	17.4	16.1	15.5	14.9	> 0.84 >
лѣто . . .	21.5	20.1	19.4	18.5	> 1.00 >

Наблюденія въ Страсбургѣ 7 и 8 іюня 1898 года въ $1\frac{1}{2}$ ч. дня дали паденіе температуры на 100 метровъ:

до высоты	0—350 метровъ . . .	$1^{\circ}3$
> . . .	850—700 > . . .	0.7.

Поднятія въ Соединенныхъ Штатахъ Америки:

отъ 0 до 600 метровъ . . .	отъ $1^{\circ}35$ до $0^{\circ}94$
> 600 > 2100 > . . .	> 0.94 > 0.68.

Измѣренія, весьма немногочисленные, температуры надъ *водной* поверхностью въ дневные часы дали результаты меньшія или близкія къ выше приведеннымъ; на примѣръ, у западныхъ береговъ Шотландіи лѣтомъ 1902 года:

отъ 0 до 2000 метровъ . . .	$0^{\circ}56$ — $0^{\circ}42$
> 2000 > 3000 > . . .	0.42—0.37.

На Багамскихъ островахъ:

отъ 0 до 600 метровъ . . .	$1^{\circ}0$
> 600 > 1200 > . . .	0.95—0.92.

Годовыя нагрѣванія и охлажденія, въ среднихъ и высшихъ широтахъ, достигаютъ очень большихъ высотъ, вѣроятно, путемъ конвективныхъ токовъ. Въ тропическихъ странахъ, гдѣ годовыя колебанія на поверхности земли невелики, высокіе слои

атмосферы имѣютъ, по всей вѣроятности, постоянную температуру. Уменьшеніе амплитуды и запаздываніе въ наступленіи момента поворота замѣтны даже на Эйзелевой башнѣ. На высотѣ 300 метровъ, годовая амплитуда меньше, чѣмъ внизу, на 1°. Нанизшая температура наступаетъ наверху и внизу 8 января; но максимумъ наблюдають внизу 24 іюля, а на высотѣ 300 метровъ — 1 августа; запазданіе — 8 дней. Въ восточныхъ Альпахъ:

на высотѣ . . .	0	400	2000—2100	3100 м.
минимумъ . . .	8 янв.	—	серед. января	серед. февраля
максимумъ . . .	21 іюля	—	2 августа	2 августа
амплитуда . . .	—	20.°8	15°.5	15°.0.

Въ одной изъ слѣдующихъ главъ мы увидимъ, что на высотахъ, лежащихъ между 8000 и 11000 метровъ, происходятъ еще весьма значительныя колебанія температуры.

Обозрѣвая все выше изложенное, приходимъ къ тому заключенію, что измѣненія въ тепловомъ состояніи нижнихъ слоевъ атмосферы обуславливаются измѣненіями теплового состояніи земной поверхности и, только частью, непосредственнымъ поглощеніемъ солнечной радіаціи и лучеиспусканіемъ, по преимуществу, въ почву. Очевидно, поэтому, что въ тепловомъ состояніи нижнихъ слоевъ атмосферы должны отражаться всѣ тѣ измѣненія, которыя претерпѣваетъ эта поверхность; другими словами, въ измѣненіяхъ теплового состояніи нижнихъ слоевъ атмосферы должны существовать суточные и годовые періоды, а также извѣстное географическое распредѣленіе вдоль земной поверхности. Изъ выше изложеннаго видно, что изучать аналитически всѣ эти измѣненія не представляется возможнымъ, вслѣдствіе крайней сложности явленія и многочисленности дѣйствующихъ и привходящихъ факторовъ. Остается, слѣдовательно, только эмпирическій путь — путь наблюденій: нужно непосредственно наблюдать тепловое состояніе воздуха и, путемъ разработки наблюденій, найти законы его распредѣленія, какъ во времени такъ и въ пространствѣ.

Методы опредѣленія температуры воздуха въ нижнихъ слояхъ земной атмосферы. Для измѣренія температуры воздуха служатъ различныя видоизмѣненія термометра. Наблюденія надъ температурой, произведенныя въ различныхъ мѣстахъ и

въ разное время, должны быть сравнимы между собой; во вторыхъ, они должны быть произведены приборами точными и обладающими известной степенью чувствительности; въ третьихъ, наблюденія эти должны выражать, возможно ближе, истинную температуру воздуха. Всѣ эти требованія можно считать выполненными, если наблюденія на метеорологическихъ станціяхъ удовлетворяютъ слѣдующимъ условіямъ: 1) термометры, на различныхъ станціяхъ, установлены на одной и той же высотѣ надъ поверхностью земли; въ Россіи принято наблюдать температуру на высотѣ 3 метровъ; 2) термометры предварительно послѣдованы и сравнены съ нормальнымъ приборомъ; въ настоящее время принято шкалы термометровъ сравнивать съ показаніями водороднаго термометра; каждый термометръ, служащій для наблюденія, долженъ быть снабженъ соответствующей таблицей поправокъ¹⁾; 3) термометры, служащіе для измѣренія температуры воздуха, защищены отъ непосредственнаго дѣйствія солнечной инсоляціи, нагревающего или охлаждающаго дѣйствія почвы и сосѣднихъ предметовъ, отъ дождя, снѣга и другихъ гидрометеоровъ; въ то же время, къ нимъ имѣетъ мѣсто совершенно свободный доступъ воздуха изъ слоевъ, лежащихъ на одномъ уровнѣ съ воспринимающей частью прибора (резервуаромъ термометра); послѣднее (третье) условіе будетъ удовлетворено, если приборы установлены въ особыхъ защитахъ. Смотра по степени точности, съ которой производятся наблюденія, приняты различныя системы защиты²⁾:

¹⁾ Руководствомъ для тщательнаго изученія термометровъ можетъ служить классическая работа: Guillaume. *Traité pratique de la thermométrie de précision*. Paris. 1889, а также рядъ статей въ *Travaux du bureau international des poids et mesures*. Paris. Больше общія свѣдѣнія можно найти у Kohlrausch'a, *Leitfaden der Physik* (послѣднее изданіе).

²⁾ Описаніе различныхъ системъ защиты:

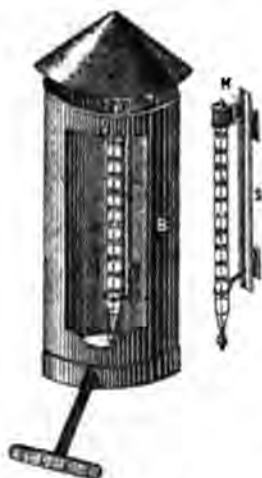
a) Инструкція, данная Императорскою Академіею Наукъ въ руководство метеорологическимъ станціямъ II разряда I класса. Спб.

b) Angot. *Instructions météorologiques*. 4-me édition. Paris. 1903.

c) *Anleitung zur Ausstellung und Berechnung meteorologischer Beobachtungen*. Berlin. 1904. I—II Theile.

d) Jelinek's *Anleitung zur Ausführung meteorologischer Beobachtungen*. I—II Theile. Wien. 1905.

1) старая, нынѣ упраздненная, упрощенная защита Главной Физической Обсерваторіи, а также малая защита австрійскихъ станцій 3-го разряда (фиг. 111). Обѣ эти защиты укрѣпляются у окна или на стѣнѣ, обращенной къ сѣверу;



Фиг. 111.

2) французская деревянная, почти открытая, будка, применяемая на французскихъ станціяхъ;

3) нѣмецкая металлическая клетка, открытая снизу (фиг. 112); клетка эта укрѣпляется у окна, выходящаго на сѣверъ;

4) англійская будка Стенсона состоитъ изъ металлической клетки, въ формѣ параллелепипеда, неимѣющаго дна и боковыя стѣнки которой построены по системѣ «жалюзи».

5) русская термометрическая защита Вильда (фиг. 113) состоитъ изъ деревянной будки, открытой снизу и съ сѣверной стороны; въ этой будкѣ установлена цинковая цилиндрическая клетка съ приборами. Деревянная



фиг. 112



Фиг. 113.

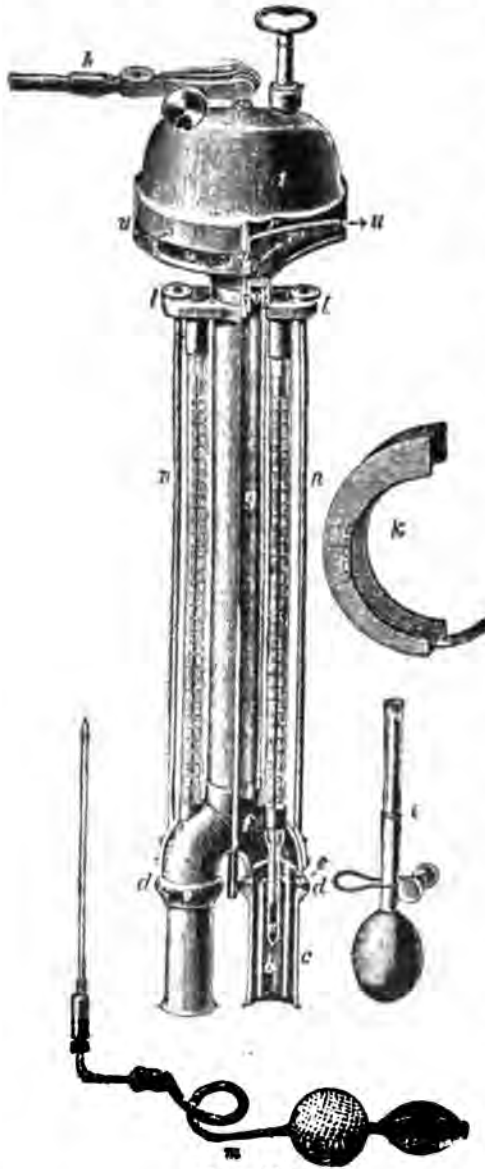
будка Вильда устанавливается вдали отъ зданій и обращена, своею открытою стороною, къ сѣверу. Подобная установка удовлетворяетъ большей части требованій, изложенныхъ въ пунктѣ 3-емъ. Но и эта защита не безупречна. Во-первыхъ, въ лѣтніе мѣсяцы, въ теченіе дня, деревянная часть будки сильно нагревается; стѣнки будки лучеиспускаютъ къ цинковой клѣткѣ, что не остается безъ вліянія на показанія термометра. Во-вторыхъ, вентиляція вгоняетъ въ клѣтку воздухъ снизу; подъ клѣткою образуется, такимъ образомъ, восходящій токъ, приносящій воздухъ изъ слоевъ, лежащихъ ниже шариковъ термометра; этотъ воздухъ можетъ имѣть температуру, отличную отъ температуры воздуха на высотѣ 3 метровъ, въ зависимости отъ нагреванія или охлажденія почвы. Для устраненія этого недостатка, желательно устраивать вентиляцію такъ, чтобы въ клѣтку входилъ воздухъ изъ слоя, лежащаго на уровнѣ шариковъ термометра.

Впрочемъ, въ послѣднее время, всѣ эти установки начинаютъ вытѣснять *аспираціонный приборъ* Ассманна, устройство котораго легко понять изъ прилагаемаго чертежа (фиг. 114). Въ этомъ приборѣ, термометры (сухой и влажный) помѣщаются въ особой гильзѣ; при помощи вентилятора, приводимаго въ движеніе пружиной, всасывается наружный воздухъ, который проходитъ мимо резервуаровъ термометровъ. Аспираціонный термометръ долженъ быть установленъ, во время наблюденія, въ горизонтальномъ положеніи, дабы всасываемый воздухъ поступалъ изъ того же уровня, на которомъ находится шарикъ прибора. Измѣренія, произведенныя при помощи прибора Ассманна, можно считать нормальными. Въ метеорологической обсерваторіи университета въ Одессѣ была построена, въ большомъ масштабѣ, защита, основанная на принципѣ аспираціоннаго прибора Ассманна, которая, при испытаніи, дала прекрасные результаты.

Сравнительная оцѣнка различныхъ защитъ была произведена, въ теченіе нѣсколькихъ лѣтъ, въ нашей обсерваторіи. Различныя защиты сравнивались съ нормальной защитой Вильда. Въ слѣдующей таблицѣ напечатаны среднія отклоненія, полученныя въ защитѣ, устроенной на принципѣ Ассманна, по отношенію къ будкѣ Вильда:

іюль	1895 г.	. +0°.09	октябрь	1895 г.	. +0°.15
августъ	»	. +0.09	ноябрь	»	. +0.06
сентябрь	»	. +0.16	декабрь	»	. +0.03.

Защита эта, какъ показали наблюденія, даетъ, во весь мѣсяць, среднія поправки съ знакомъ +, т. е. показанія ея, въ среднемъ, ниже показаній будки Вальда. Особенно велики разницы въ 9 час. вечера ¹⁾).



Фиг. 114.

Относительно установки нужно сдѣлать еще одно замѣчаніе. Метеорологическія станціи, по большей части, устраиваются въ городахъ. Если мы сравнимъ наблюденія, произведенныя въ городѣ и на станціяхъ внѣ города, то найдемъ, что температурныя условія очень различны, слѣдовательно, эти наблюденія не даютъ точнаго представленія о температурномъ состояніи данной мѣстности. Въ Одессѣ пользуются наблюденіями трехъ станцій: 1) городской станціи при зданіи университета, 2) магнито-метеорологической обсерваторіи на Маломъ Фонтанѣ и, наконецъ, 3) стан-

¹⁾ Лѣтописи метеорологической обсерваторіи Новороссійскаго университета въ 1895 году, стр. CCLVII—CCLIX.

ціп на опытномъ полѣ сельско-хозяйственнаго общества. Въ слѣдующей таблицѣ помѣщены разности между мѣсячными средними, найденными на обсерваторіи М. Фонтана (М. Ф.) и на городской станціи (Г. С.), между тѣми же данными М. Фонтана и опытнаго поля (О. П.) и, наконецъ, разности между результатами городской станціи и опытнаго поля (1896—1898):

Мѣсяцы.	М. Ф.—Г. С.	М. Ф.—О. П.	Г. С.—О. П.
Январь	+0°2	+0°5	+0°3
Февраль	-0.1	+0.3	+0.4
Мартъ	-0.6	-0.2	+0.4
Апрѣль	-0.9	-0.6	+0.3
Май	-1.4	-0.7	+0.7
Іюнь	-1.1	-0.3	+0.8
Іюль	-1.2	-0.7	+0.6
Августъ	-0.7	-0.5	+0.2
Сентябрь	-0.4	+0.1	+0.6
Октябрь	-0.1	+0.5	+0.6
Ноябрь	0.0	+0.8	+0.7
Декабрь	-0.1	+0.6	+0.7
Годъ	-0.6	0.0	+0.8

Изъ таблицы видно, что въ лѣтнее время температура въ города на берегу моря ниже, чѣмъ въ городѣ и въ откры-

томъ полѣ; въ январѣ имѣетъ мѣсто обратное явленіе. Въ городѣ, во все мѣсяцы, теплѣе, чѣмъ въ открытомъ полѣ. На берегу моря въ зимніе мѣсяцы теплѣе, а въ лѣтніе — холоднѣе, чѣмъ въ открытомъ полѣ. Въ отдѣльные дни, температура, въ 1 часъ дня, въ городѣ можетъ быть выше, чѣмъ на берегу моря на 2° и даже на 3°¹⁾.

Во время экспедицій и путешествій употребляютъ такъ называемый *термометръ-пращу*. На длинной нити термометръ вращаютъ около руки въ горизонтальной плоскости на подобіе праща. При этомъ, шарикъ термометра приходитъ въ соприкосновеніе съ большой массой воздуха и довольно быстро принимаетъ его температуру. Профессоръ Срезневскій придалъ термометру-пращу весьма удобное и портативное устройство.

При помощи термометровъ, установленныхъ описаннымъ способомъ, производятся непосредственныя наблюденія ежечасно или чрезъ извѣстные промежутки времени. Естественнымъ дополненіемъ къ этимъ наблюденіямъ являются еще наблюденія помощью особыхъ приборовъ, отмѣчающихъ *крайнія* показанія температуры въ теченіе сутокъ. Это, такъ называемые, максимумъ- и минимумъ-термометры, которые устанавливаются въ описанной выше нормальной буднѣ Вильда: ртутный максимумъ и спиртовой минимумъ-термометры, металлическій термографъ Вильда и термографъ Six'a²⁾.

Самопишущіе приборы и ихъ разработка. Но наблюденія, произведенныя въ извѣстные часы дня, хотя бы даже дополненыя отмѣтками максимумъ- и минимумъ-термометровъ, не даютъ еще представленія о *непрерывныхъ* измѣненіяхъ температуры. Въ виду этого, на метеорологическихъ обсерваторіяхъ получили большое распространеніе *самопишущіе* или *регистрарующие* приборы, которые, непрерывно или черезъ извѣстные, возможно короткіе, промежутки времени, автоматически записываютъ свои показанія на движущейся лентѣ. Въ настоящее время существуетъ огромное разнообразіе самопишущихъ приборовъ

¹⁾ Подробнѣе см. «Дѣтписи магнито-метеорологической обсерваторіи Новороссійскаго университета». Годъ 5-ый, 1898, стр. 21—28.

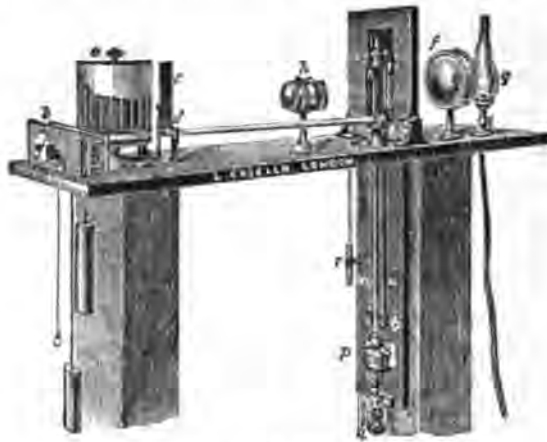
²⁾ Подробное описаніе устройства и установки см. «Инструкція, данная Ими. Академіей Наукъ въ руководство метеорологическимъ станціямъ II разряда I класса».

для регистрированія различныхъ метеорологическихъ факторовъ. Идея приборовъ этого рода заключается въ томъ, что *подвижная* часть инструмента ¹⁾, измѣняющая свое положеніе въ пространствѣ въ зависимости отъ измѣненія соответствующаго метеорологическаго фактора (температуры, давленія, направленія и силы вѣтра, количества осадковъ и т. под.), пишетъ или ставитъ значки на лентѣ, движущейся, съ извѣстной скоростью, равномерно. Если показанія прибора не измѣняются, индексъ остается неподвижнымъ и, на движущейся бумагѣ, чертитъ прямую линію. Если же показанія прибора измѣняются, индексъ перемѣщается и на движущейся бумагѣ оставляетъ криволинейный слѣдъ. Кривая своими изгибами обнаружитъ измѣненія прибора. Такъ какъ бумага движется равномерно, то на ней можно найти положеніе индекса, соответствующее всякому данному моменту времени. Для удобства, бумага обыкновенно накинута на цилиндръ, который приводится въ равномерное вращательное движеніе помощью часового механизма. Это приборъ *механически-регистрирующий*. Въ другой группѣ приборовъ, индексъ не прикасается къ бумагѣ, а прижимается къ ней только черезъ равные, возможно короткіе, промежутки времени и на движущейся бумагѣ оставляетъ рядъ точекъ. Нажиманіе на бумагу происходитъ помощью часовъ, замыкающихъ электрическій токъ. Это — *электрически-регистрирующие* приборы (термографъ Вильда-Гасслера, актинографъ Крова, электрографъ Бендорфа и другіе). Перемѣщенія подвижной части прибора можно увеличить системой чувствительныхъ рычаговъ. Можно также увеличить скорость вращенія барабана, на который наложена лента, и, такимъ образомъ, записи самопишущихъ приборовъ получаютъ въ болѣе широкомъ масштабѣ и даютъ возможность изучитъ мельчайшія детали въ ходѣ даннаго явленія.

Третью группу составляютъ фотографически-пишущіе приборы. Въ нихъ подвижная часть прибора снабжается легкимъ зеркальцемъ. Пучекъ свѣта направляется на зеркальце, и, отражаясь, падаетъ на перемѣщающуюся по прямому направленію свѣточувствительную бумажную ленту; на этой лентѣ, послѣ проявленія, получится прямолинейный слѣдъ, если показанія прибора оставались неизмѣнными и криволинейный, если приборъ испы-

¹⁾ Подвижную часть прибора будемъ называть вообще *индексомъ*.

тывалъ измѣненія. Въ фотографически-пишущихъ приборахъ, кривыя будутъ детальнѣе, если увеличить разстоянiе отъ зеркала до свѣточувствительной бумаги, воспринимающей записи. Въ такомъ, именно, видѣ примѣняется фотографическiй методъ къ регистрированiю магнитныхъ и электрическихъ явленiй. Но этимъ же методомъ можно воспользоваться для записи колебанiй ртутнаго термометра или ртутнаго барометра, какъ это сдѣлано въ приборахъ, установленныхъ въ обсерваторiи Кью въ Англии (фиг. 115). Свѣтъ отъ лампы *g* собирается и направляется чече-

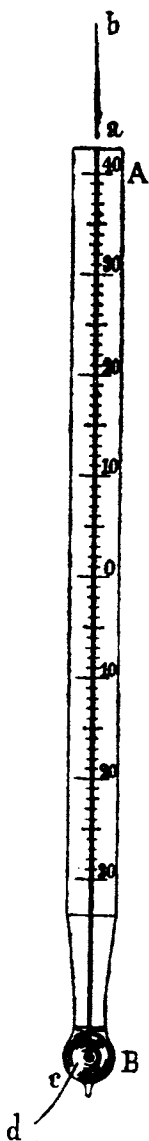


Фиг. 115.

вицей *f* на уровень ртути въ барометрѣ, вставленномъ въ прорѣзъ ширмы *m*; фотографическiй объективъ *h* даетъ изображенiе уровня ртути на фотографической бумагѣ, наверху на цилиндрѣ *a*, вращаемый часовымъ механизмомъ *b*. При помощи того же механизма, прорѣзъ въ ширмѣ *m* закрывается, черезъ каждыя часъ, на одну минуту, заслонкой, вслѣдствiе чего, на фотографической бумагѣ получаютъ бѣлыя тонкiя линiи, позволяющiя отсчитывать время. Граница между черной и бѣлой частями бумаги показываетъ ходъ барометра.

Возможенъ, наконецъ, приборъ, автоматически печатающiй свои показанiя черезъ извѣстные промежутки времени (метеорографъ Теорелли). Приборъ состоитъ (фиг. 116) изъ обыкновеннаго термометра *AB*, верхнiй коонецъ котораго открытъ. Въ открытомъ каналѣ термометра движется, помощью особаго меха-

низма, съ известною равномерною скоростью, платиновый стержень *ab*; этот стержень соединенъ съ полюсомъ гальванической батареи; другой же полюсъ ея соединенъ съ платиновой

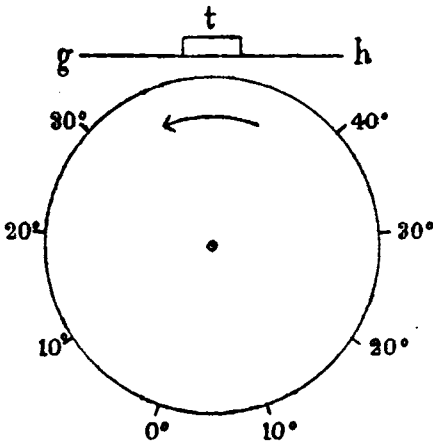


Фиг. 116.

проволокой, впаянной въ шарикъ термометра. Рядомъ съ термометромъ помѣщается колесо (Фиг. 117), на окружности котораго находится типографскій шрифтъ (собственно числа: 0, 1, 2, 3, 4, 5. .). Движенія стержня строго уравнированы съ вращеніемъ колеса; когда, напр., стержень поднимется внизъ на 1° , то колесо повернется на известный уголъ. Надъ этимъ колесомъ находится бумажная лента *gh*, движущаяся равномерно помощью часового механизма. Черезъ известные промежутки времени, она надавливается на колесо, т. е., собственно говоря, на ту его цифру, которая, въ этотъ моментъ, находится на верхней его части. Если шрифтъ покрытъ типографскими чернилами, то на бумагѣ получится отпечатокъ этой цифры. Дѣйствіе прибора слѣдующее. Стержень начинаетъ идти внизъ; въ это же время колесо поворачивается около оси, и, такъ какъ движенія колеса и стержня уравнированы, то сколько дѣленій пройдетъ стержень, на столько же дѣленій повернется цифра, бывшая прежде на верхней части колеса, а на мѣстѣ ея станетъ уже другая цифра. Когда стержень прикоснется къ ртути, то въ это время цифра замыкается, бумага прижимается къ колесу, и на ней остается отпечатокъ цифры, находящейся на верхней части колеса. После этого, стержень и колесо приходятъ въ первоначальное положеніе и черезъ четверть часа опять начинаютъ свое движеніе. Такимъ образомъ на бумажной лентѣ будетъ напечатанъ рядъ цифръ; такъ какъ движенія колеса и стержня, повторяемъ, строго уравнированы, то эти цифры будутъ показывать различныя высоты ртути, черезъ каждую четверть часа. Въ приборѣ Теорелли печатаются также, черезъ каждую чет-

верть часа, показанія барометра, количество влаги, направление и сила вѣтра.

Въ заключеніе, упомянемъ о приборѣ, находившемся на электрической выставкѣ, въ 1889 году, въ Парижѣ, устроенномъ Ванъ-Риссельбергомъ и названномъ *телеметеорографомъ*. Регистрирующій приборъ Ванъ-Риссельберга первоначально установленъ былъ въ Остенде; въ приборѣ соединены всѣ главнѣйшіе метеорологическіе инструменты, которые тутъ же и отмѣчаютъ свои показанія. Но въ послѣднее время Ванъ-Риссельбергъ значительно усовершенствовалъ его; теперь телеметеорографъ отмѣчаетъ показанія



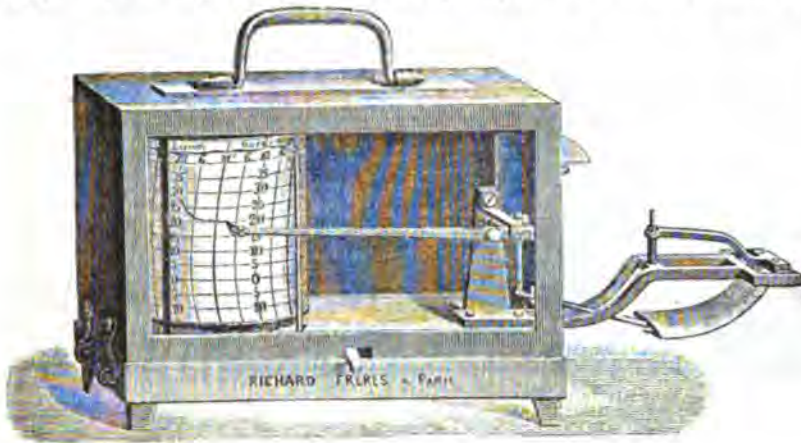
Фиг. 117.

показанія всѣхъ своихъ частей не только въ томъ мѣстѣ, гдѣ установленъ, но даже, соединенный телеграфной проволокой, онъ передаетъ и отмѣчаетъ свои показанія на извѣстномъ разстояніи. Такимъ образомъ, телеметеорографъ Ванъ-Риссельберга даетъ возможность сконцентрировать въ одномъ мѣстѣ наблюденія, произведенныя на большомъ пространствѣ. Если извѣстный районъ снабженъ приборами Ванъ-Риссельберга, соединенными съ однимъ центральнымъ помощью телеграфныхъ проволокъ, то показанія всѣхъ этихъ приборовъ будутъ передаваться въ центральную станцію и здѣсь отмѣчаться помощью кривыхъ линій; а это даетъ возможность судить объ одновременномъ ходѣ метеорологическихъ явленій на большомъ районѣ. Последнее же особенно важно для предсказанія погоды.

Въ частности, для регистрированія температуры, огромное распространеніе получили, въ послѣднее время, термографы Рижара (фиг. 118). Часть прибора, воспринимающая измѣненія температуры, представляетъ изогнутую тонкостѣнную латунную трубку, наполненную спиртомъ. Верхній конецъ ея закрѣпленъ неподвижно, а нижній, при измѣненіяхъ температуры, измѣняетъ свое положеніе въ пространствѣ; перемѣщенія этого конца

трубки, посредствомъ системы рычаговъ, передаются перу, которое пишетъ кривую на вращающемся барабанѣ, покрытомъ соответствующей бумажной лентой.

Записи самопишущихъ приборовъ должны быть разработаны. А для этого нужно сдѣлать рядъ подготовительныхъ работъ, которыя давали бы возможность тотчасъ же перевести графическія показанія приборовъ въ абсолютныя единицы (градусы, милліметры и т. п.). Приборъ, записывающій температуру, чертитъ кривую, соответствующую измѣненіямъ подвиж-

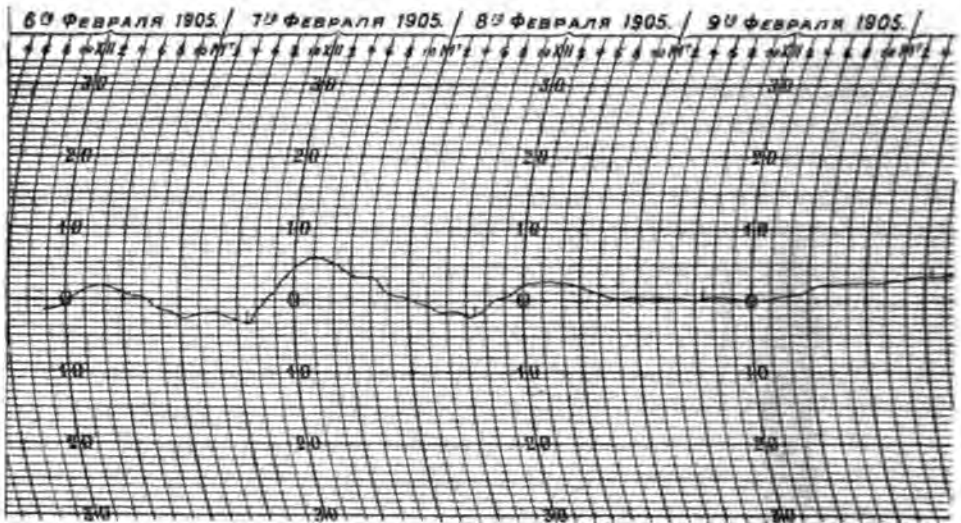


Фиг. 118.

ной части инструмента. Очевидно, что ординаты различныхъ точекъ этой кривой и выражаютъ температуры въ соответствующіе моменты. Нужно найти формулы для перевода этихъ ординатъ въ градусы. Эти ординаты отсчитываютъ отъ некоторой постоянной прямой линіи (оси абсциссъ). Въ термографѣ Ришара на бумажной лентѣ намѣченъ рядъ продольныхъ линій, соответствующихъ различнымъ температурамъ; рядъ поперечныхъ линій выражаетъ двухчасовые промежутки. На снятой съ барабана лентѣ (фиг. 119) можно непосредственно, для данной времени, отсчитать соответствующую температуру; напримеръ, изъ приложенной ленты видно, что 7 февраля температура была слѣдующая:

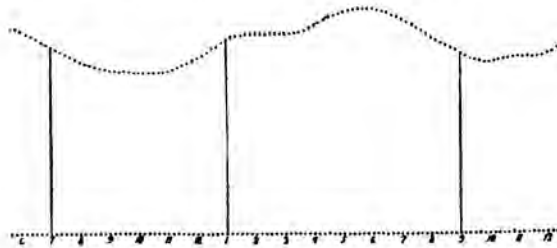
въ 6 час. утра . . .	—3°0
» 8 » » . . .	—1.5
» 10 » » . . .	+1.0.

Въ приборѣ Hassler'a, пунктирная кривая получается (фиг. 120) на полоскѣ бумаги, на которой нѣтъ ни температурныхъ, ни часовыхъ лній. Осью абсциссъ служитъ нижняя пунктирная прямая, отмѣченная той частью прибора,



Фиг. 119.

которая не измѣняетъ своего положенія съ измѣненіемъ температуры. Въ этомъ случаѣ, нужно на постоянной прямой, представляющей ось абсциссъ, найти точки, соответствующія



Фиг. 120.

1, 2, 3,... часамъ сутокъ, а это легко сдѣлать, если известно время, когда поставлена одна изъ точекъ и если будемъ помнить, что точки ставятся, напримѣръ, черезъ каждыя 10 минутъ. Для облегченія счета точекъ, слѣдуетъ ежедневно, напримѣръ,

въ полдень, отмѣчать карандашемъ точку, поставленную приборомъ въ этотъ моментъ. Изъ точекъ, поставленныхъ въ 1, 2, 3, ... часа, проведемъ перпендикуляры (ординаты) до пересѣченія съ кривой и измѣримъ длины этихъ ординатъ въ миллиметрахъ или другихъ единицахъ длины. Измѣреніе это можно сдѣлать или циркулемъ и масштабомъ, или при помощи особой стеклянной пластинки, на которой тонкими штрихами нарѣзаны прямыя, отстоящія другъ отъ друга на 1 мм. Пластинка эта накладывается такъ, чтобы одна изъ ея линий совпала съ осью абсциссъ, и тогда, по дѣленіямъ, можно измѣрить длину ординатъ.

Если бы самопишущій приборъ былъ вполне совершененъ и измѣненіями подвижной своей части вполне соответствовалъ бы измѣненіямъ температуры, то, разъ установленный, онъ давалъ бы *непосредственно* дѣйствительныя температуры. Но крайне трудно урегулировать показанія самопишущаго прибора съ дѣйствительнымъ ходомъ измѣряемаго фактора; кромѣ того, всякій инструментъ можетъ измѣнить свои показанія съ теченіемъ времени, отъ дѣйствія давленія, температуры, влажности, отъ измѣненій упругости составляющихъ его частей. Ясно, поѣтому, что для того, чтобы, изъ записей термографа, получить истинныя показанія нормальныхъ приборовъ, нужно вывести формулы, служащія для перевода снятыхъ съ ленты показаній въ нормальныя. Этотъ процессъ называется *разработкой* записей самопишущихъ приборовъ. Для исполненія этой работы, необходимо, рядомъ съ самопишущимъ приборомъ, установить, въ тѣхъ же условіяхъ, нормальный термометръ, на которомъ въ извѣстные часы производились бы непосредственные отсчеты. Изъ сопоставленія этихъ непосредственныхъ отсчетовъ съ показаніями термографа въ тѣ же моменты и можно найти необходимыя поправки или составить переводныя формулы. Пусть непосредственныя наблюденія производятся въ 8 час. утра, 2 часа дня и въ 10 час. вечера:

	11 апрѣля			12 апрѣля		
	8	2	10	8	2	10
термометръ нормальн.	12°.6	21°.3	13°.6	10°.2	19°.7	11°.6
термографъ Рихара	11.7	21.0	13.0	9.2	19.3	10.8
разность	+0.9	+0.3	+0.6	+1.0	+0.4	+0.8.

Числа последней строки дают поправки термографа въ часы наблюдений. Придавая эти поправки съ соответствующими знаками, мы, тѣмъ самымъ, обратимъ показанія термографа въ показанія нормальныхъ приборовъ. Кстати замѣтимъ, что ходъ этихъ поправокъ можетъ служить критеріумомъ доброкачественности прибора. Въ хорошихъ приборахъ, поправки, при своихъ измѣненіяхъ, обнаруживаютъ извѣстную законность, безъ рѣзкихъ скачковъ и быстрыхъ измѣненій величины и знака. Остается теперь вычислить поправки для всѣхъ часовъ, лежащихъ въ промежуткѣ между непосредственными наблюденіями. Для примѣра, найдемъ поправки для 9, 10, 11 и 12 часовъ. Нахождение этихъ поправокъ основано на томъ допущеніи, что, въ промежуткѣ между 8 час. утра и 2 часами дня, поправка измѣнилась равномерно. Но до 2 час. дня поправка уменьшилась отъ $+0^{\circ}.9$ до $+0^{\circ}.3$, т. е., на $0^{\circ}.6$; часовое ея измѣненіе можно принять $\frac{0^{\circ}.6}{6} = 0^{\circ}.1$. На этомъ основаніи, поправки будутъ имѣть слѣдующія значенія:

часы	8	9	10	11	12	1	2
поправки	$+0^{\circ}.9$	$+0.8$	$+0.7$	$+0.6$	$+0.5$	$+0.4$	$+0.3$

Если термографъ въ эти часы показалъ:

часы	8	9	10	11	12	1	2
показаніе термографа	$11^{\circ}.7$	12.4	13.1	16.8	18.4	19.7	21.0

то исправленныя температуры выразятся слѣдующимъ образомъ:

часы	8	9	10	11	12	1	2
исправл. температуры	$12^{\circ}.6$	13.2	13.8	17.4	18.9	20.1	21.3

Но существуетъ и другой, болѣе общій, приемъ. Пусть T —показаніе нормальнаго ртутнаго термометра, R —запись (длина ординаты или число градусовъ) термографа, a и b —постоянные коэффициенты. Зависимость между T и R можно выразить эмпирической формулой:

$$T = a + bR \quad (1)$$

Остается только вычислить a и b изъ наблюдений. Положимъ, что непосредственные наблюденія, произведенныя черезъ извѣстные промежутки времени, будутъ $T_1, T_2, T_3, \dots, T_n$, а пока-

занія термографа для тѣхъ-же моментвъ $R_1, R_2, R_3, \dots R_n$. Очевидно, что каждая пара наблюдений должна удовлетворять уравненію (1), а следовательно :

$$\left. \begin{aligned} T_1 &= a + bR_1 \\ T_2 &= a + bR_2 \\ T_3 &= a + bR_3 \\ \dots &\dots \\ T_n &= a + bR_n \end{aligned} \right\} 2)$$

Получимъ столько уравненій съ двумя неизвѣстными, сколько сдѣлано наблюдений. Если число уравненій больше, чѣмъ число неизвѣстныхъ, то неизвѣстныя вычисляются по способу наименьшихъ квадратовъ. Отсылая читателя въ курсы теоріи вѣроятностей¹⁾, возобновимъ въ памяти приемъ, указанный на стр. 285. Нужно каждое изъ уравненій умножить на коэффициентъ, стоящій у перваго неизвѣстнаго въ этомъ уравненіи, и всѣ уравненія сложить; получимъ первое *нормальное* уравненіе :

$$T_1 + T_2 + T_3 + \dots = na + b(R_1 + R_2 + R_3 + \dots).$$

Обозначая

$$T_1 + T_2 + T_3 + \dots = \Sigma T,$$

$$R_1 + R_2 + R_3 + \dots = \Sigma R,$$

$$\Sigma T = na + b \Sigma R. \quad (3)$$

Затѣмъ каждое изъ уравненій (2) умножимъ на коэффициентъ, стоящій у втораго неизвѣстнаго и сложимъ; получимъ второе *нормальное* уравненіе :

$$T_1 R_1 = a R_1 + b R_1^2$$

$$T_2 R_2 = a R_2 + b R_2^2$$

¹⁾ См. а) Маевскій. Изложеніе способа наименьшихъ квадратовъ. Спб. 1881 и б) Шидловскій. Сѣверическая астрономія по Шовене и Бруаву. Ч. II. Кіевъ, 1867.

$$T_1 R_1 = a R_1 + b R_1^2$$

$$\dots \dots \dots$$

$$T_n R_n = a R_n + b R_n^2;$$

$$T_1 R_1 + T_2 R_2 + T_3 R_3 \dots = a(R_1 + R_2 + R_3 + \dots) + b(R_1^2 + R_2^2 + R_3^2 + \dots)$$

или, обозначая

$$T_1 R_1 + T_2 R_2 + \dots = \Sigma TR$$

$$R_1^2 + R_2^2 + R_3^2 + \dots = \Sigma R^2,$$

получимъ :

$$\Sigma TR = a \Sigma R + b \Sigma R^2. \quad (4)$$

Изъ двухъ уравненій (3) и (4) легко опредѣлить a и b . Зная a и b въ формулѣ

$$T = a + bR,$$

мы, для всякой ординаты R , найдемъ соответствующее показаніе нормального прибора. Иногда ординаты, измѣренныя въ теченіе мѣсяца, по ихъ величинѣ дѣлать на группы (напримѣръ, первую группу составлять ординаты, величина которыхъ колеблется отъ 1 до 10, другую группу—отъ 10 до 20 и т. д.) и для каждой группы составлять особую формулу. Для большей точности, не довольствуются линейной формулой и вычисленія производятъ при помощи уравненія 2-го порядка :

$$T = a + bR + cR^2.$$

Опредѣленіе постоянныхъ a , b и c производятъ по прежнему приему¹⁾.

Необходимо замѣтить, что, при разработкѣ записей самопишущихъ приборовъ, необходимо обращать особенное вниманіе на ходъ часовъ, приводящихъ въ движеніе бумажную ленту, регулировать ихъ возможно тщательнѣе и принимать въ расчетъ ихъ запаздываніе или ускореніе.

¹⁾ Подробнѣе см. Шиндлеръ: «Установка и обработка записей самопишущихъ приборовъ Ришара». Записки по гидрографіи, вып. XII, стр. 67—79.

Принципъ непрерывности. Изъ изложеннаго видно, что самопишущіе приборы не освобождаютъ метеоролога отъ *несредствѣнныхъ* срочныхъ наблюдений. Можетъ, поэтому, явиться вопросъ: въ чему же служатъ самопишущіе приборы, если они не освобождаютъ наблюдателя отъ довольно утомительной, по своей срочности, работы непосредственныхъ наблюдений? Хотя регистрирующіе приборы не освобождаютъ наблюдателя отъ непосредственныхъ наблюдений, тѣмъ не менѣе, они оказываютъ современной наукѣ громадныя услуги. Непосредственныя наблюдения производятся только въ опредѣленные часы; а слѣдовательно, всѣ тѣ измѣненія, которые происходятъ въ промежуткѣ между наблюдениями, совершенно ускользаютъ отъ вниманія и изученія. Еще недавно въ метеорологіи ограничивались изученіемъ только нѣкотораго средняго состоянія метеорологическихъ элементовъ, характеризующихъ средній климатическій режимъ извѣстной мѣстности или извѣстнаго періода времени. Но вѣдь жизнь природы представляется *непрерывной* смѣной явленій, тѣсно связанныхъ между собой и происходящихъ по извѣстнымъ законамъ. Законосообразность эту можно изучить, введя въ науку принципъ *непрерывности* наблюдений какъ въ пространствѣ, такъ и во времени. Принципъ непрерывности наблюдений *въ пространствѣ* можно установить, организовавъ возможно болѣе густую сеть наблюдательныхъ станцій, на столько, чтобы явленіе, выходя изъ сферы наблюдений одного наблюдательнаго пункта, тотчасъ же входило въ сферу наблюдений слѣдующей станціи. Непрерывность наблюдений *во времени* достигается, именно, установкой въ наблюдательныхъ пунктахъ самопишущихъ приборовъ. Помощью самопишущихъ инструментовъ установлено, напримѣръ, что ходъ всѣхъ метеорологическихъ факторовъ совершается не плавно, а путемъ ряда мелкихъ движеній или пульсацій. Самопишущіе приборы установили тѣсную зависимость между ходомъ различныхъ категорій явленій; напримѣръ, зависимость восходящихъ и нисходящихъ токовъ отъ мѣстныхъ нагрѣваній и охлажденій, связь между магнитными бурями и земными токами, между пробужденіями дѣятельности на поверхности солнца и измѣненіями магнитныхъ силъ на землѣ. Регистрирующіе приборы показали, что подземные импульсы, получаемые земной корой во время землетрясеній, распространяются на тысячи миль. Нѣкоторыя явленія можно

было изучать детально только при помощи самопишущихъ приборовъ; напримѣръ, магнитныя бури для явленія атмосфернаго электричества. Самопишущіе приборы дали возможность доказать, что наши лѣтнія грозы можно разсматривать, какъ небольшіе вихри, образующіеся и движущіеся на окраинахъ большахъ циклоновъ и т. д. Короче говоря, самопишущіе приборы представляютъ, въ настоящее время, необходимое и могущественное орудіе въ рукахъ ученаго.

Суточные колебанія температуры. Изучая, при помощи непосредственныхъ наблюденій и самопишущихъ приборовъ, измѣненія температуры въ низшихъ слояхъ атмосферы, мы замѣчаемъ, прежде всего, суточные и годовые періоды. Суточный періодъ въ ходѣ температуры воздуха сходенъ съ суточнымъ періодомъ въ ходѣ температуры почвы. Температура воздуха, около времени солнечнаго восхода, проходитъ черезъ минимумъ; затѣмъ, она постепенно повышается, спустя 2—3 часа послѣ полудня достигаетъ своего крайняго повышенія, а затѣмъ, опять падаетъ до слѣдующаго утренняго минимума. Другими словами, она, въ теченіе сутокъ, совершаетъ одно полное колебаніе съ однимъ максимумомъ и однимъ минимумомъ. Въ отдѣльные дни, правильность этихъ колебаній можетъ быть замаскирована массой второстепенныхъ факторовъ (облачность, осадки, воздушныя теченія и т. д.), но выступаетъ ярко въ ходѣ среднихъ чиселъ. При изученіи суточного хода нужно разсматривать отдѣльныя его детали, а именно: 1) общую форму кривой суточного хода и величину ея крайнихъ отклоненій (максимумъ и минимумъ); 2) разность между максимальной и минимальной суточной температурой, т. е. *амплитуду суточныхъ колебаній* и ея зависимость отъ различныхъ факторовъ; 3) моменты наступленія этихъ крайнихъ температуръ и ихъ возможное перемѣщеніе. Приведемъ здѣсь, прежде всего, средній суточный ходъ температуры въ Одессѣ для января и іюля ¹⁾:

¹⁾ См. Лѣтописи магнито-метеорологической обсерваторіи Новороссійскаго университета. Одесса, 1898.

часы	средняя температура в январѣ		возрастаніе температуры в январѣ		средняя температура в июлѣ		возрастаніе температуры в июлѣ	
	до полудня	послѣ полудня	до полудня	послѣ полудня	до полудня	послѣ полудня	до полудня	послѣ полудня
1	-3 ^o .7	-2.2	-0.3	+0.3	19.8	25.5	0.6	+0.2
2	-3.8	-2.0	-0.1	+0.2	19.4	25.9	-0.4	+0.4
3	-3.9	-1.9	-0.1	+0.1	19.1	25.9	-0.3	0.0
4	-4.0	-2.0	-0.1	-0.1	18.7	25.9	-0.4	0.0
5	-4.0	-2.3	0.0	-0.3	18.9	25.7	+0.2	-0.2
6	-4.5	-2.5	-0.5	-0.2	20.2	25.5	+1.3	-0.2
7	-4.1	-2.7	+0.4	-0.2	21.3	24.3	+1.1	-1.2
8	-4.1	-2.8	0.0	-0.1	22.5	22.8	+1.2	-1.5
9	-3.7	-2.9	+0.4	-0.1	23.3	22.1	+0.8	-0.7
10	-3.3	-3.0	+0.4	-0.1	24.2	21.4	+0.9	-0.7
11	-2.8	-3.2	+0.5	-0.2	24.8	20.9	+0.6	-0.5
12	-2.5	-3.4	+0.3	-0.2	25.3	20.4	+0.5	-0.5

Изъ выше приведенной таблицы видно, что в январѣ минимумъ приходится в 6 ч. утра, максимумъ в 3 часа дня; в июлѣ минимумъ падаетъ на 4 ч. утра (около времени солнечнаго восхода), максимумъ на 2—4 часа дня. Наиболѣе быстрое паденіе тепла имѣетъ мѣсто в январѣ около 6 часовъ утра, а в июлѣ—между 7 и 8 часами пополудни. Средняя амплитуда колебаній в январѣ равна 2^o.6, а в июлѣ достигаетъ 7^o.2. В общемъ, характеръ суточныхъ колебаній температуры воздуха

аналогиченъ суточнымъ колебаніямъ температуры появы, съ тою разницею, что максимумъ въ воздухѣ наступаетъ 2—3 часами позже, чѣмъ въ почвѣ. Суточный ходъ температуры воздуха въ другихъ пунктахъ земной поверхности отличается отъ выше приведеннаго величиною амплитуды и абсолютными значеніями максимума и минимума. Особенный интересъ представляетъ изученіе амплитудъ суточныхъ колебаній, такъ какъ онѣ служатъ характеристикой климата различныхъ мѣстностей. Можно сказать а priori, что всѣ тѣ обстоятельства, которыя способствуютъ увеличенію или уменьшенію интенсивности солнечной инсоляціи, съ одной стороны, и измѣненію силы ночного лученспусканія, съ другой, должны отражаться на суточномъ ходѣ температуры. Въ частности, величина амплитуды суточныхъ колебаній имѣетъ слѣдующій ходъ :

1) Въ одномъ и томъ же мѣстѣ она зависитъ отъ времени года и отъ суточного хода облачности и осадковъ. Въ нашихъ широтахъ амплитуды вообще возрастаютъ отъ зимы къ лѣту, по мѣрѣ того, какъ увеличивается полуденная высота солнца надъ горизонтомъ; напримѣръ, въ Одессѣ :

мѣсяцы	ампл.	мѣсяцы	ампл.
январь	2.06	іюль	7.2
февраль	2.6	августъ	7.2
мартъ	2.9	сентябрь	6.5
апрѣль	4.5	октябрь	3.7
май	5.0	ноябрь	2.9
іюнь	6.4	декабрь	2.0

При одной и той же высотѣ солнца, она весною больше, чѣмъ осенью, такъ какъ весною ночное лученспусканіе слабѣе, чѣмъ осенью. Въ высокихъ широтахъ, лѣтомъ, вслѣдствіе краткости ночи, амплитуда нѣсколько уменьшена. Въ сѣверной Индіи, амплитуда обнаруживаетъ зависимость отъ облачности :

	мартъ	августъ
амплитуда . . .	14.8	4.9
облачность . . .	2.4	4.8

2) Суточные амплитуды увеличиваются по мѣрѣ уменьшенія широты, такъ какъ, вмѣстѣ съ тѣмъ, увеличивается полуденное

стояніе солнца и длина ночи въ лѣтніе мѣсяцы. Наибольшихъ амплитудъ слѣдуетъ ожидать въ низшихъ широтахъ, гдѣ имѣютъ мѣсто наиболее сильныя ночныя лучеспусканія (пустыни, высокія плоскогорія).

Allahabad (Индія)	подъ 22°.	1 с. ш.	амплитуда	15°.	4
Нукусъ	»	26.2	»	»	12.1
Барнаулъ	»	53.3	»	»	8.1
Екатеринбургъ	»	58.6	»	»	6.9
Сагастырь	»	73.4	»	»	2.3
Franklin-bay	»	81.7	»	»	1.4.

Во время лѣта полярныхъ странъ суточные колебанія должны быть весьма невелики, ибо солнце въ теченіе дня мало измѣняетъ свою высоту, а ночи или очень коротки, или ихъ вовсе нѣтъ. Во время полярной ночи правильныя колебанія совершенно прекращаются. Наиболее сильны колебанія весной.

3) Качество почвы имѣетъ огромное значеніе для величины амплитудъ. Надъ океанами суточная амплитуда не превышаетъ 1°—1°.5, между тѣмъ, въ степяхъ Старого и Нового Свѣта она достигаетъ 14°—16° и даже 20° и болѣе.

4) Сильное вліяніе на величину суточной амплитуды должна имѣть, очевидно, влажность воздуха и степень облачности; съ увеличеніемъ влажности и облачности крайнія отклоненія температуры должны естественно умѣряться, какъ это видно изъ слѣдующихъ чиселъ:

	Бергенъ		Петербургъ		Нерчинскъ
	декабрь	іюль	январь	май	
пасмурно.	2°.	4.6	0.4	3.4	5.5
ясно	8.2	15.4	3.6	10.0	15.8.

Къ подобному же выводу приходятъ Angot изъ наблюдений въ Парижѣ:

	0	2	4	6	8	10
облачность						
амплитуда						
въ декабрѣ.	6°.	5.4	4.4	3.5	2.6	1.8
» апрѣлѣ.	15.5	13.0	10.6	8.4	6.3	4.3.

5) Воейковъ впервые указалъ на весьма важную и интересную связь, существующую между величиной амплитуды и

топографическими условиями местности: а) выпуклая поверхность (горные вершины) уменьшают амплитуды и темъ больше, чѣмъ круче выступаетъ выпуклость; б) вогнутыя формы (долины) увеличиваютъ амплитуды; в) нормальныя амплитуды имѣютъ мѣсто надъ ровной поверхностью. И дѣйствительно, на вершинѣ горы, выступающей круто вверхъ, воздухъ имѣетъ малую поверхность соприкосновенія съ почвой, отъ которой онъ днемъ получаетъ тепло, а ночью отдаетъ его. Въ долинѣ, особенно замкнутой, воздухъ нагревается отъ соприкосновенія съ дномъ и боками долины и, при безвѣтрїи, сильно застаивается; ночью охлаждается не только дно, но и склоны долины и холодный воздухъ стекаетъ внизъ. Особенно большой амплитуды можно ожидать на высокихъ обширныхъ плоскогорїяхъ болѣе низкихъ широтъ, напримѣръ, въ Тибетѣ, гдѣ амплитуды суточныхъ колебаній достигаютъ 20°.8. Приведемъ примѣры, взятые пѣз Наппа, для доказательства вліянія рельефа на величину суточныхъ амплитудъ:

А) вершины и склоны:

	высота въ м.	7 ч. а	1 ч. р	амплитуда
Chaumont	1130	13°.0	19.0	6.0
b. Gais	1150	13.8	16.7	2.9
Rigikulm	1790	9.7	12.4	2.7.

В) долины:

Schuls	1240	11.7	21.2	9.5
Reckingen	1350	9.2	20.1	10.9
Beverg	1710	8.0	18.1	10.1.

Моментъ наступленія наиболее низкой температуры воздуха вездѣ или совпадаетъ, или нѣсколько предшествуетъ восходу солнца. Максимумъ на сушѣ 1—3 часами позже полудня, а надъ океаномъ и на горныхъ вершинахъ спустя $\frac{1}{2}$ часа послѣ полудня. Въ ясные дни максимумъ нѣсколько запаздываетъ. Нѣкоторыя явленія могутъ внести извѣстную модификацію. Такъ, на берегахъ, гдѣ еще до полудня начинается дуть вѣтеръ съ моря, прерывается приливъ тепла и максимумъ можетъ наступить до полудня. Подобное перемѣщеніе точки поворота суточной

кривой можетъ быть вызвано накопленіемъ облаковъ и выпадающими дождями съ грозой, какъ это имѣетъ мѣсто въ тропическомъ поясѣ.

Годовой ходъ температуры. Но температура низшихъ слоевъ имѣетъ еще и годовой ходъ. Чтобы изучить этотъ ходъ, нужно сравнить тепловое состояніе воздуха въ данномъ мѣстѣ день за днемъ. Мѣрою суточного состоянія считаютъ среднюю суточную температуру. Строго говоря, для полученія средней суточной температуры нужно измѣрить площадь, ограниченную осью абсциссъ, кривой суточного хода и крайними ординатами (на термограммѣ, это можно сдѣлать помощью планиметра) и раздѣлить эту площадь на длину части оси абсциссъ, заключенную между двумя крайними ординатами (если площадь измѣрена въ квадратныхъ сантиметрахъ, то ось абсциссъ должна быть измѣрена въ линейныхъ сантиметрахъ); частное дастъ высоту прямоугольника, равновеликаго нашей площади и называется средней суточной температурой. Опытъ показалъ, что полученная средняя суточная температура будетъ близка къ той, которая получится изъ часовыхъ наблюденій по формулѣ:

$$T = \frac{1}{24} \left(\frac{1}{2} \text{XXIV} + \text{I} + \text{II} + \dots + \text{XXIII} + \frac{1}{2} \text{XXIV} \right),$$

гдѣ римскія цифры представляютъ температуру, измѣренную въ различные часы сутокъ. Но въ виду крайней трудности вести ежечасныя наблюденія на станціяхъ, не снабженныхъ самопишущими приборами, старались подобрать такую комбинацію часовъ, которая давала бы возможность вычислить результаты, возможно ближе подходящія къ истиннымъ суточнымъ среднимъ. Предложены были разныя комбинаціи:

$$\frac{1}{3} (\text{VI a} + \text{II p} + \text{X p}),$$

$$\frac{1}{3} (\text{VII a} + \text{I p} + \text{IX p}),$$

$$\frac{1}{4} (\text{VII a} + \text{II p} + 2 \text{IX p}),$$

$$\frac{1}{2} (\text{Maxim.} + \text{Minim.}).$$

При выборѣ той или другой комбинаціи, кромѣ удобства наблюденій, нужно имѣть въ виду, чтобы среднее, полученное изъ принятой комбинаціи, давало число, возможно болѣе близкое къ истинному среднему. Въ Россіи остановились на комбинаціи

$$T = \frac{VII+I+IX}{3}$$

Но каждая изъ этихъ комбинацій даетъ результаты, нѣсколько уклоняющіеся отъ истиннаго суточного средняго. Въ метеорологической обсерваторіи Новороссійскаго университета получены слѣдующія поправки для нѣкоторыхъ комбинацій¹⁾:

	$\frac{1}{3}(VII+I+IX)$	$\frac{1}{3}(VII+II+2.IX)$	$\frac{1}{2}(Max.+Min.)$
январь . . .	+0°.02	—0°.13	+0°.14
февраль . . .	— 0.05	—0.01	—0.09
мартъ . . .	—0.00	0.00	—0.21
апрѣль . . .	— 0.13	—0.16	—0.22
май . . .	—0.08	—0.17	—0.27
іюнь . . .	—0.45	—0.22	—0.03
іюль . . .	—0.44	—0.33	+0.31
августъ . . .	—0.13	—0.09	—0.01
сентябрь . . .	—0.16	—0.18	+0.22
октябрь . . .	—0.04	—0.01	+0.10
ноябрь . . .	0.00	—0.14	+0.05
декабрь . . .	+0.04	—0.06	+0.08
годъ . . .	—0.12	—0.13	+0.01.

Изучить годовой періодъ значитъ прослѣдить известную законность въ послѣдовательномъ ходѣ температуры въ теченіе года. Эту послѣдовательность можно изучать, слѣди за ходомъ температуры изо дня въ день, или соединяя отдѣльные дни въ болѣе или менѣе крупныя группы. На практикѣ соединяютъ дни по пятидневіямъ (пентады), десятидневіямъ (декады), мѣсяцамъ. Для наглядности можно годовой ходъ температуры выразить графически, откладывая по оси абсциссъ равныя части, выра-

¹⁾ См. Лѣтописи метеорологической обсерваторіи Новороссійскаго университета въ 1895 году. Одесса. 1896, стр. ССXXII.

жающія время (дни, пентады, декады, мѣсяцы), а по ординатамъ—соотвѣтствующія температуры.

Годовой ходъ температуры въ низшихъ слояхъ атмосферы долженъ, очевидно, зависѣть отъ широты мѣста, а также отъ физическихъ свойствъ земной поверхности (суша, океанъ), состоянія атмосферы (влажность воздуха, облачность) и, наконецъ, отъ высоты мѣста надъ уровнемъ моря. Въ Одессѣ, на примѣръ, годовой ходъ температуры выражается слѣдующими числами:

январь	—3°0	іюль	23°2
февраль	—1.9	августъ	22.2
мартъ	2.3	сентябрь	17.2
апрѣль	8.8	октябрь	11.6
май	16.1	ноябрь	5.0
іюнь	20.7	декабрь	—0.8
годъ	10.1	амплитуда	26.2

Годовой ходъ, подобно суточному, характеризуется временемъ наступленія крайнихъ температуръ и амплитудой колебаній. Вообще, въ сѣверномъ полушаріи существуютъ слѣдующіе типы годового хода:

1) *Экваторіальный типъ* характеризуется малою амплитудой колебаній и стремленіемъ къ двумъ максимумамъ (послѣ равноденствій) и двумъ минимумамъ (послѣ солнцестояній):

внутренняя

Африка	29°6 (апр.)	24.3 (авг.)	25.6 (окт.)	22.7 (дек.)
Батавія	26.4 (май)	25.7 (іюль)	26.4 (окт.)	25.3 (январь)

Амплитуда во внутренней Африкѣ равна 6°9, а въ Батавіи—1°1.

2) *Тропическій типъ* съ однимъ максимумомъ и однимъ минимумомъ вскорѣ послѣ наивысшаго и наинизшаго стоянія солнца. Амплитуды колебаній невелики; вслѣдствіе того, что во время наивысшаго стоянія солнца выпадаютъ дожди, наивысшая температура бываетъ до времени наивысшаго стоянія солнца. Этотъ типъ наблюдается въ Индіи, въ Меконгѣ, внутри Сенегамбіи (сах. въ маѣ) и на востокѣ южной Африки (сах. въ ноябрѣ):

а) континентальный пунктъ:

Верхній Египетъ (22° с. ш.)

январь	16°3	} амплитуда	17°8
июнь	34.1		

б) морской пунктъ:

Островъ св. Елены (16° ю. ш.)

мартъ	24°4	} амплитуда	5°7
августъ	18.7		

3) *Типъ умѣренного пояса.* Максимумъ и минимумъ слѣдуютъ за наивысшимъ и наинизшимъ стояніемъ солнца. Амплитуда годовыхъ колебаній велика и, притомъ, увеличивается съ широтой. Переходное время отъ теплаго къ холодному (осень) и отъ холоднаго къ теплomu (весна) пріобрѣтаетъ самостоятельный характеръ. Эти *четыре* времени года выступаютъ особенно рѣзко только въ средней части умѣреннаго пояса. Въ южной части, *субтропической*, тепло медленно нарастаетъ отъ зимы къ лѣту; напротивъ того, въ сѣверной (субполярной) части, тепло отъ зимы къ лѣту растетъ быстро, а потому весна, въ обоихъ случаяхъ теряетъ, болѣе или менѣе, свой самостоятельный характеръ. То же можно сказать и объ осени. Въ субтропическомъ поясе слѣдуетъ различать континентальныя и морскія станціи:

Багдадъ (33° с. ш.)

январь	10°5	} амплитуда	23°3.
июль	33.8		

Бермудскіе острова (32° с. ш.)

мартъ	16°5	} амплитуда	10°2.
августъ	26.7		

Собственно умѣренный поясъ отличается огромнымъ разнообразіемъ величины годовыхъ амплитудъ, что объясняется неравномѣрнымъ распредѣленіемъ суши и моря. Если будемъ перемѣщаться, вдоль какой-нибудь параллели, отъ западныхъ береговъ Европы къ востоку, вглубь Азіи, то замѣтимъ, что зимы становятся суровѣе, лѣтніе мѣсяцы—жарче, а амплитуды годовыхъ колебаній быстро возрастаютъ:

	лѣто	зима	амплитуда
западный берегъ Ирландіи	+16°.2	+7.6	8.6
Харьковъ	+20.9	—8.6	29.5
Семипалатинскъ	+22.2	—17.5	39.7
Бялта	+19.9	—26.6	46.5
Благовѣщенскъ	+21.4	—25.5	46.9
Сахалинъ	+16.8	—18.0	34.8.

Пункты, лежащіе на границѣ съ полярною областью, подчиняются такому же закону:

а) морской пунктъ:

Фаррерскіе острова

январь	+3°.2	} амплитуда	7°6.
іюнь	+10.8		

б) континентальный пунктъ:

Якутскъ

январь	—44°.1	} амплитуда	63°9.
іюль	+19.8		

Вообще, въ умѣренномъ поясѣ можно подмѣтить три группы.

1) Мѣста океанически-умѣреннаго характера. Сюда относятся острова и берега западной Европы. Эта группа отличается прохладной весной, очень теплой осенью, прохладнымъ лѣтомъ и умѣренной зимой. Minimum въ мартѣ. 2) Высоко-континентальный типъ—суровая зима, жаркое лѣто, весна и осень одинаковы. 3) Группа сѣвѣннаго характера. Сюда относятся восточные берега материковъ Азіи и Америки. Отличается очень холодной зимой, прохладными весной и лѣтомъ, сравнительно теплой осенью.

4) Полярный типъ характеризуется значительной амплитудой колебаній. Minimum наступаетъ къ концу полярной ночи; максимумъ всегда бываетъ въ іюль:

Новая Земля (72° 8 с. ш.)

февраль	—18°.4	} амплитуда	22°3.
іюль	+3.9		

Земля Франца-Іосифа (81° с. ш.)

февраль	—32°.4	} амплитуда	33°0.
іюль	+0.6		

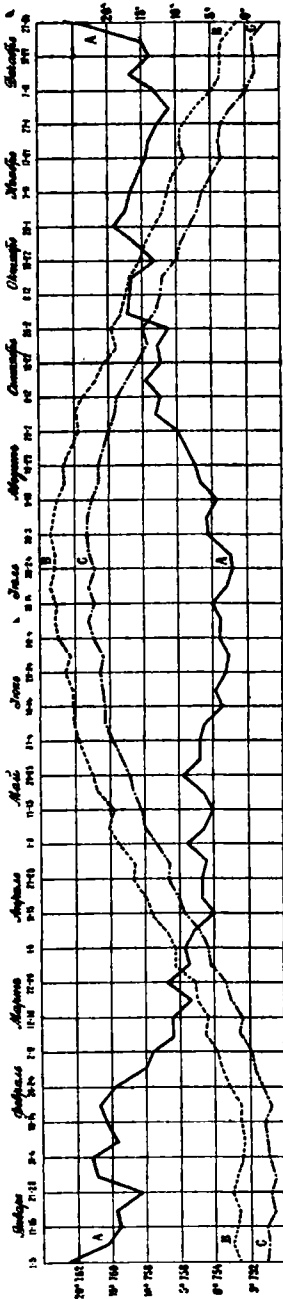
Сѣверъ Гренландіи (82° с. ш.)

февраль . . .	-40°.7	} амплитуда . 43°.5.
іюль . . .	+2.8	

Кромѣ рассмотрѣнныхъ четырехъ основныхъ типовъ, слѣдуетъ различать еще два вида климатовъ: континентальный и морской. Эти два вида возможны во всехъ широтахъ. Въ океаническомъ типѣ амплитуда колебаній уменьшена, а въ континентальномъ увеличена. На восточныхъ берегахъ Азіи и Америки, въ болѣе высокихъ широтахъ, господствуетъ смѣшанный типъ: зимою—континентальный, лѣтомъ—морской. Это объясняется тѣмъ, что, въ теченіе зимы, эти мѣстности находятся подъ вліяніемъ воздушныхъ теченій, идущихъ изъ сильно охлажденныхъ центральныхъ частей континента, а лѣтомъ—подъ дѣйствіемъ морскихъ вѣтровъ, приносящихъ тепло и влагу. Въ болѣе низкихъ широтахъ, океанъ умѣряетъ температуры и дѣлаетъ климатъ ровнѣе и устойчивѣе. Поднятіе мѣста надъ уровнемъ моря дѣйствуетъ совершенно такъ же на амплитуды годовыхъ колебаній, какъ близость океана. Вообще, соображенія о годовомъ ходѣ температуры можно составить а priori, если только даны географическое положеніе, степень облачности, положеніе мѣста относительно океана и господствующіе вѣтры. Всѣ тѣ обстоятельства, которыя ослабляютъ инсоляцію и уменьшаютъ силу ночного лучеиспусканія, уменьшаютъ амплитуды, т. е. дѣйствуютъ, на климатъ данной мѣстности, умѣряющимъ образомъ. Вильдъ построилъ для Россіи особую карту *изоамплитуды*, на которой наглядно можно видѣть зависимость числовыхъ величинъ амплитудъ отъ географическихъ факторовъ¹⁾.

Кривая годового хода и возвраты тепла и холода. Если мы, графически, вычертимъ ходъ температуры по днямъ или по пятидневіямъ, то не получимъ кривой, которая плавно подымается отъ зимы къ лѣту и столь же плавно опускается отъ лѣта къ зимѣ. Если даже подобная кривая построена на основаніи многолѣтнихъ наблюденій, то на ней замѣтимъ рядъ зигзаговъ, указывающихъ на то, что, въ теченіе года, существуетъ рядъ возвратовъ тепла (въ холодное время года) и рядъ возвратовъ

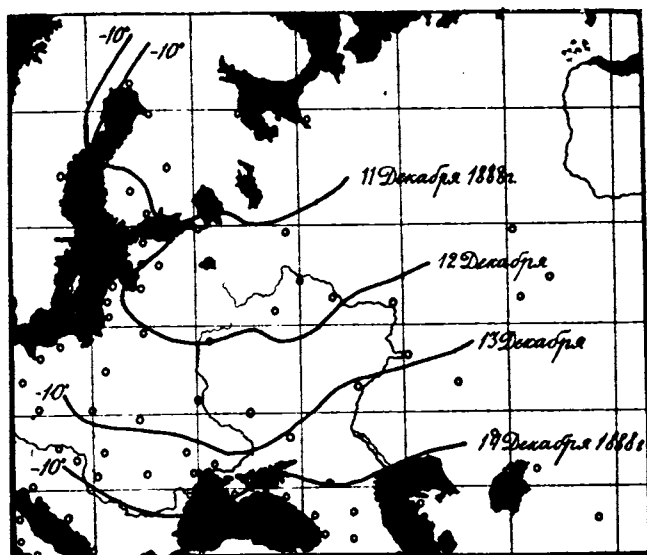
¹⁾ Вильдъ. Температуры Россійской Имперіи. Сиб. 1861.



Фиг. 121.

холода (въ теплые мѣсяцы). На фигурѣ 121 представленъ годовою ходъ температуры по пятидневіямъ въ Одессѣ за 20 лѣтъ (кривая *СС*, шкала температуръ справа) и за 27 лѣтъ (кривая *ВВ*, шкала температуръ слѣва). Эти возвраты тепла и холода, или своего рода волны тепла и волны холода, представляютъ весьма интересное явленіе. Нѣкоторыя изъ нихъ падаютъ на извѣстные моменты года, другія являются спорадически и могутъ быть прослѣжены послѣдовательно на большомъ пространствѣ. Многія волны холода зарождаются на крайнемъ сѣверѣ и перекатываются къ югу, юго-востоку и юго-западу, вызывая на своемъ пути значительное иногда пониженіе температуры. Примеромъ можетъ служить, холодная, декабрьская волна 1888 года, надвигнувшаяся съ сѣвера. На фигурѣ 122 можно видѣть, какъ южная граница 10-тиградуснаго мороза, постепенно распространяясь къ югу, достигла, наконецъ, Чернаго моря и вызвала замерзаніе Одесскаго порта. Нѣкоторыя изъ этихъ волнъ привязаны, такъ сказать, къ опредѣленнымъ днямъ года: пониженіе температуры въ серединѣ февраля (вторая зима), возвраты холода въ серединѣ мая и въ концѣ іюня, повышеніе температуры въ концѣ сентября и началѣ октября (второе лѣто, бабье лѣто). Но особенное вниманіе обращали всегда на возвраты холода въ половинѣ мая (въ среднемъ—10, 11 и 12 мая). Этотъ возвратъ холода особенно опасенъ для

сельскаго хозяйства, такъ какъ онъ совпадаетъ съ начальными стадіями развитія растительности; между тѣмъ, въ это время, атмосфера болѣе теплопрозрачна, чѣмъ лѣтомъ, почва еще не успѣла накопить достаточнаго запаса тепла, воздухъ довольно сухъ, верхніе слои атмосферы имѣютъ весьма низкую температуру. Наблюденія, впрочемъ, обнаружили, что вѣроятность мороза довольно равномерно распределена не только между 10 и 12 мая, но и въ теченіе всего мѣсяца. Азманн показалъ, что



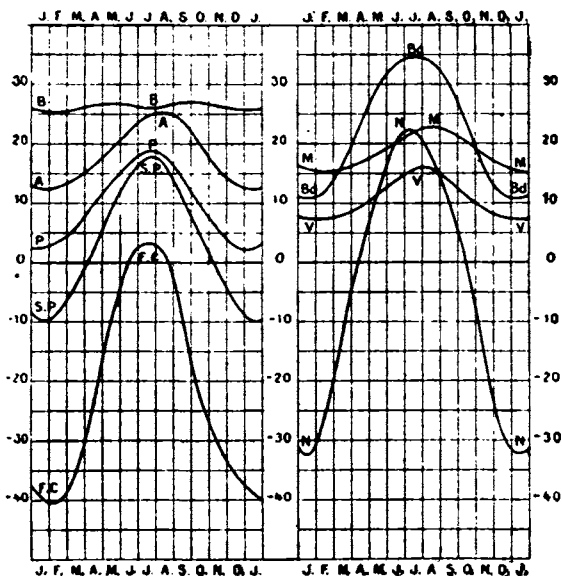
Фиг. 122.

майская волна холода часто зарождается въ средней Швеціи и оттуда распространяется радіально къ Балтійскому морю, сѣверной Германіи, Рейнскимъ провинціямъ, восточной Франціи, Австріи и Россіи. Причины образованія этихъ волнъ до сихъ поръ невыяснены, но, очевидно, онѣ имѣютъ общій характеръ.

Суточные и годовыя колебанія въ зависимости отъ времени можно выразить кривыми, откладывая по оси абсциссъ время (часы сутокъ или дни года), а на ординатахъ — соответствующія температуры. На фигурѣ 123 представленъ годовоѣ ходъ температуры въ слѣдующихъ пунктахъ:

Батавія ($6^{\circ} 7'$ ю. ш.) . . . кривыя *BB*,
 Алжиръ ($36^{\circ} 47'$ с. ш.) . . . » *AA*,
 Парижъ ($48^{\circ} 50'$ с. ш.) . . . » *PP*,
 Петербургъ ($59^{\circ} 56'$ с. ш.) . . . » *S.P.*,
 Фортъ Conger ($81^{\circ} 44'$ с. ш.) . . . » *F.C.*

Эти кривыя ясно обнаруживаютъ вліяніе широты на характеръ годового хода температуры. На томъ же чертежѣ можно видѣть характеръ континентальнаго и морскаго климатовъ :



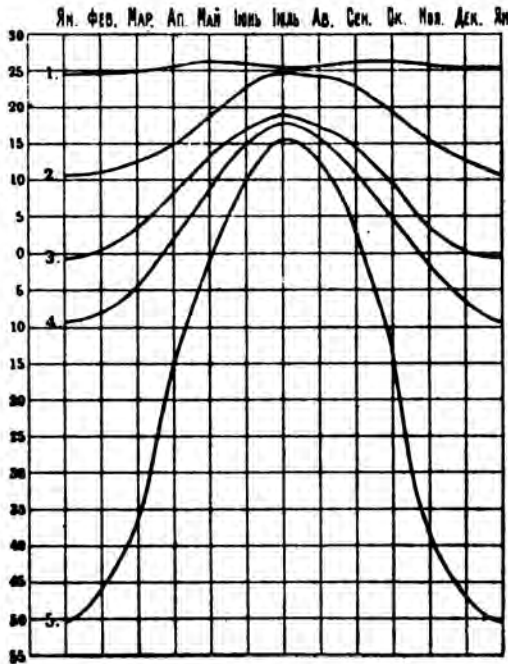
Фиг. 123.

Багдадъ ($32^{\circ} 31'$ с. ш.) . . . кривая *Bd*,
 Фуншалъ (Мадейра, $32^{\circ} 38'$ с. ш.) . . . » *MM*,
 Валенція ($51^{\circ} 55'$ с. ш.) . . . » *VV*,
 Нерчинскъ ($51^{\circ} 58'$ с. ш.) . . . » *NN*.

Чертежъ 124 даетъ годовою ходъ въ слѣдующихъ пунктахъ :

Тринидадъ ($10^{\circ}.2$ с. ш.) . . . кривая 1,
 Палермо ($38^{\circ}.2$ с. ш.) . . . » 2,
 Берлинъ ($52^{\circ}.5$ с. ш.) . . . » 3,
 Петербургъ ($59^{\circ}.9$ с. ш.) . . . » 4,
 Верхоянскъ ($67^{\circ}.8$ с. ш.) . . . » 5

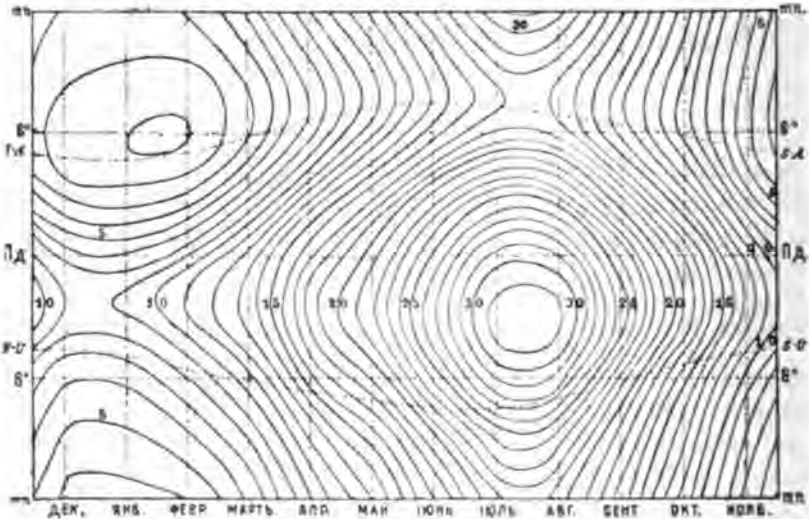
Но можно графически представить на плоскости зависимость температуры от двух переменных (часовъ дня и времени года) при помощи системы изоплетъ. На фигурѣ 125 представлена карта изоплетъ для Мадрида.



Фиг. 124.

геода при помощи системы изоплетъ. На фигурѣ 125 представлена карта изоплетъ для Мадрида.

Географическое распределение тепла въ нижнихъ слояхъ земной атмосферы. Давно уже были сдѣланы попытки рѣшить этотъ вопросъ аналитическимъ путемъ. Но анализъ не можетъ обнять и выразить количественно всѣ разнообразныя факторы, какъ общіе такъ и мѣстные, участвующіе въ установленіи температуры въ опре-



Фиг. 125.

дѣленной точкѣ атмосферы. Въ математическія формулы мы можемъ ввести только тѣ факторы, которые поддаются измѣренію. Таковыми основными факторами являются, главнымъ образомъ, суточное и годовое движеніе земли, а также солнечная постоянная. Этими данными опредѣлится распредѣленіе *солнечнаго* климата на *границѣ* атмосферы. Если въ наши формулы введемъ величину коэффициента прозрачности атмосферы, то получимъ теоретическое распредѣленіе солнечной инсоляціи на *днѣ* воздушнаго океана. Но, очевидно, что результаты этихъ изслѣдованій далеко не могутъ совпадать съ дѣйствительнымъ распредѣленіемъ тепла, зависящимъ отъ множества другихъ факторовъ. Подобнаго рода работы, имѣющія лишь теоретическое значеніе, даютъ намъ общую схему географическаго распредѣленія энергій, получаемой отъ солнца. На основаніи этихъ общихъ законовъ распредѣленія свѣто-тепловой энергій, можно составить общую, тоже теоретическую, схему распредѣленія другихъ процессовъ, совокупностью которыхъ опредѣляется физическая жизнь нашей планеты, взятой въ ея цѣломъ.

Существуютъ работы и въ другомъ направленіи. Пытались выразить общее распредѣленіе тепла въ нижнихъ слояхъ земной атмосферы эмпирическими формулами, коэффициенты которыхъ можно вычислить изъ наблюденій. Такого рода работы принадлежатъ Spitaler'у, Angot и другимъ. Но, для цѣлей климатологіи, важно изучать не только общіе законы, но и мельчайшія детали въ распредѣленіи тепла, какъ на земномъ шарѣ вообще, такъ и въ отдѣльныхъ его мѣстностяхъ въ частности. Эти детали не укладываются въ рамки математической формулы, вслѣдствіе ихъ сложности и подвижности. Остается третій путь,—путь наблюденій и возможно подробная ихъ разработка.

Изучать распредѣленіе тепла въ нижнихъ слояхъ земной атмосферы можно съ различныхъ точекъ зрѣнія. Во-первыхъ, можно изслѣдовать распредѣленіе тепла въ извѣстный абсолютный моментъ, положимъ, въ 7 час. утра (Гринвичскаго времени) извѣстнаго дня (напримѣръ, 1 января 1907 года). Для этого, нужно собрать наблюденія, произведенныя въ этотъ моментъ на всемъ земномъ шарѣ и сравнить ихъ между собою. Для наглядности, наносятъ на карту всѣ станціи, изъ которыхъ доставлены наблюденія и возлѣ каждой станціи пишутъ намѣ-

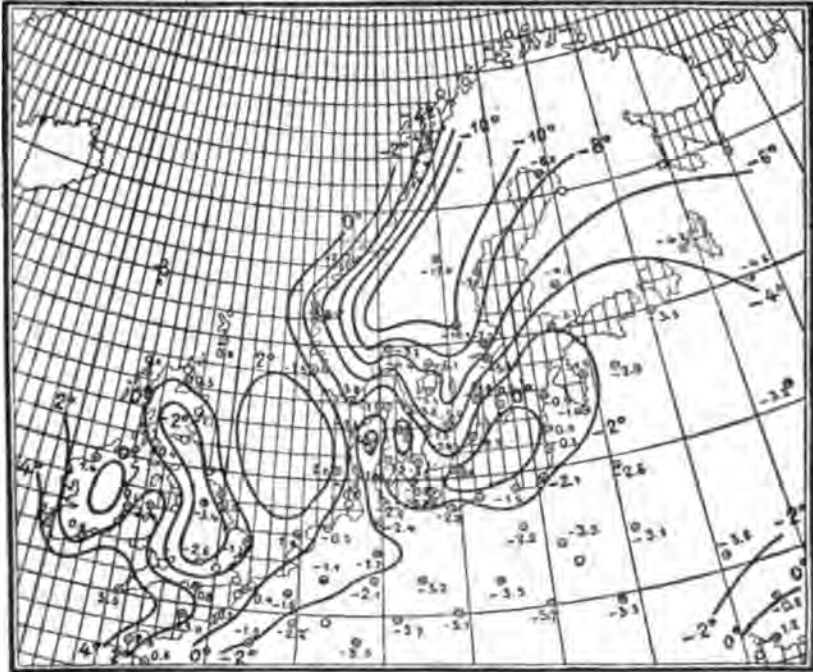
ренную на этой станции температуру; станции, имѣющія одну и ту же температуру, соединяютъ кривыми линиями (изотермы), проводя ихъ черезъ каждые два три и болѣе градусовъ. При этомъ приходится прибѣгать къ методу графической интерполляции. Но различныя станции лежатъ на разныхъ высотахъ надъ уровнемъ моря, а между тѣмъ, извѣстно, что температура съ высотой постепенно убываетъ. Поэтому, зная высоту отдѣльныхъ станцій, при посредствѣ особыхъ таблицъ, показывающихъ уменьшеніе температуры съ высотой, приводятъ всѣ температуры къ одному и тому же уровню, чаще всего къ уровню моря. Полученная карта дастъ карту *мигновенныхъ* изотермъ для выбраннаго нами момента времени. Къ сожалѣнію, такихъ картъ, составленныхъ для всего земного шара, не имѣется вовсе, а между тѣмъ, онѣ дали бы намъ яркую картину непрерывнаго хода въ послѣдовательномъ распредѣленіи тепла на земной поверхности. Причѣмъ такой карты, составленной для Россіи, можетъ служить карта, изображенная на фигурѣ 122 (стр. 144), а также на фигурѣ 126¹⁾.

Точно такимъ же путемъ можемъ составить карты *суточныхъ*, *пятидневныхъ*, *мѣсячныхъ* и *юдовыхъ* изотермъ, нанося на карту и приводя къ уровню моря, дневныя, пятидневныя, мѣсячныя и годовыя среднія температуры. Ограничимся самымъ общимъ обзорѣніемъ подобныхъ картъ.

На фигурахъ 127 и 129 даны карты январскихъ и июльскихъ изотермъ въ проекціи Меркатора, а на фигурахъ 128 и 130—въ полярной проекціи. Изъ этихъ картъ видно, что ходъ изотермическихъ линій, вообще говоря, весьма сложенъ. Въ нѣкоторыхъ мѣстахъ онѣ образуютъ даже замкнутыя контуры, окаймляющіе области высокихъ или низкихъ температуръ. Хотя эти изотермы проведены черезъ каждые 4°, но онѣ расположены неодинаково густо въ различныхъ частяхъ карты. Подобное неравномѣрное распредѣленіе изотермическихъ линій есть прямое слѣдствіе крайне неравномѣрнаго распредѣленія температуры на земной поверхности. Въ частности, въ январѣ (фиг. 127) вдоль экватора тянется поясъ наиболѣе высокихъ температуръ,

¹⁾ Строго говоря, эту карту нельзя назвать *мигновенной*. Она составлена на основаніи наблюденій общей метеорологической сѣти станцій, на которыхъ наблюденія производятся въ 7 час. *мѣстнаго* времени.

ограниченный, съ сѣвера и юга, изотермами 24° . Это поясъ наиболѣе высокихъ температуръ или *термическій экваторъ*. Одна часть его находится къ сѣверу, другая, болѣе значительная, — къ югу отъ географическаго экватора. Внутри этого пояса, надъ южной Америкой и южной Африкой, лежатъ области, окаймленныя изотермой 28° , а надъ Новой Голландіей средняя мѣсячная



Фиг. 126

температура въ январѣ достигаетъ 32° . Къ сѣверу и къ югу отъ термическаго экватора расположены изотермы въ постепенно убывающемъ порядкѣ: 20° , 16° , 12° и т. д.; другими словами, температура къ сѣверу и къ югу убываетъ. Но въ южномъ полушаріи, изотермы менѣе изогнуты, температура убываетъ правильнѣе въ зависимости отъ широты. Нѣкоторую изогнутость къ экватору обнаруживаютъ изотермы 24° , 20° , 16° , 12° у западныхъ береговъ южной Америки, южной Африки и, отчасти, Новой Голландіи; слѣдовательно, западные берега указанныхъ материковъ холоднѣе восточныхъ, что является слѣдствіемъ, какъ уви-

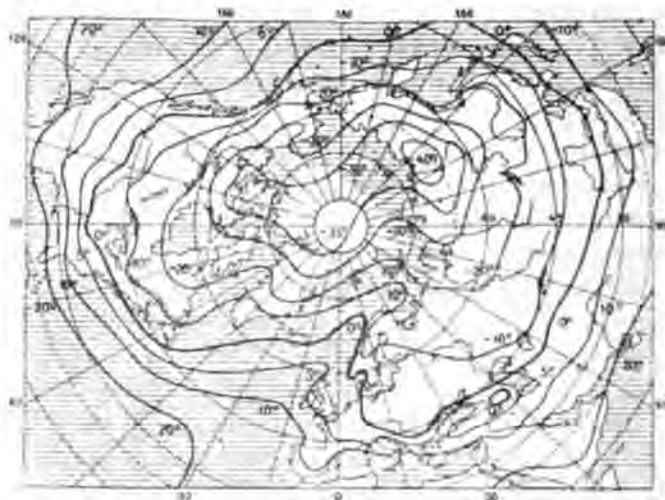


Фиг. 127.

днѣ далѣе, направляющихся къ экватору холодныхъ морскихъ теченій. Болѣе правильное распредѣленіе изотермъ южнаго полушарія есть слѣдствіе того, что южное полушаріе имѣетъ болѣе однообразную, въ физическомъ отношеніи, поверхность; оно, по преимуществу, покрыто водой. Болѣе сложный характеръ имѣютъ изотермы сѣвернаго полушарія. Онѣ крайне изогнуты, сдвинуты. Тѣмъ не менѣе, среди этой сложности можно подмѣтить нѣкоторую законность. Изотермы января вообще поднимаются къ сѣверу у западныхъ береговъ Стараго и Новаго Свѣта и опускаются къ югу въ восточныхъ частяхъ этихъ материковъ. Изъ подобнаго хода изотермическихъ кривыхъ слѣдуетъ заключить, что болѣе высокія температуры проникаютъ далеко на сѣверъ у западныхъ береговъ материковъ, а низкія температуры распространяются далеко на югъ въ восточныхъ частяхъ континентовъ. Напримѣръ, изотерма 0° , у сѣверо-западныхъ береговъ Норвегіи, переходитъ даже 70° с. ш.; затѣмъ, круто поворачивая къ ЮВ, она проходитъ нѣсколько южнѣ Одессы (46° с. ш.), пересѣкаетъ Азовское и среднюю часть Каспійскаго моря, и въ средней Азіи опускается до 35° с. ш.; далѣе, направляясь снова къ ССВ, у береговъ Америки доходитъ до 50° с. ш. Изотерма -20° проходитъ, съ одной стороны, сѣвернѣ Шницбергена (80° с. ш.), а на востокъ Азіи опускается до 45° с. ш. Подобное аномальное распредѣленіе тепла является слѣдствіемъ неравномѣрнаго распредѣленія суши и океана. Океанъ умѣряетъ температуру западныхъ береговъ материковъ; сильныя охлажденія суши способствуютъ сильному изгибу изотермъ къ югу. Кромѣ того, у западныхъ береговъ материковъ, болѣе высокія температуры въ январѣ слѣдуетъ приписать господствующимъ здѣсь воздушнымъ (юго-западнымъ) и морскимъ теченіямъ (Гольфштремъ въ Атлантическомъ океанѣ, Куро-Сиво въ Тихомъ) и общему поверхностному стремленію водъ отъ юго-запада къ сѣверо-востоку. Средняя январская температура въ сѣверномъ полушаріи, постепенно понижаясь, достигаетъ крайнихъ низкихъ величинъ на сѣверо-востокъ Азіи, гдѣ она падаетъ до -48° . Въ южномъ полушаріи, крайняя, отмѣченная на картѣ, изотерма 4° лежитъ между параллелями 50° — 60° ю. ш. Фигура 128 даетъ тѣ же январскія изотермы въ полярной проекціи.

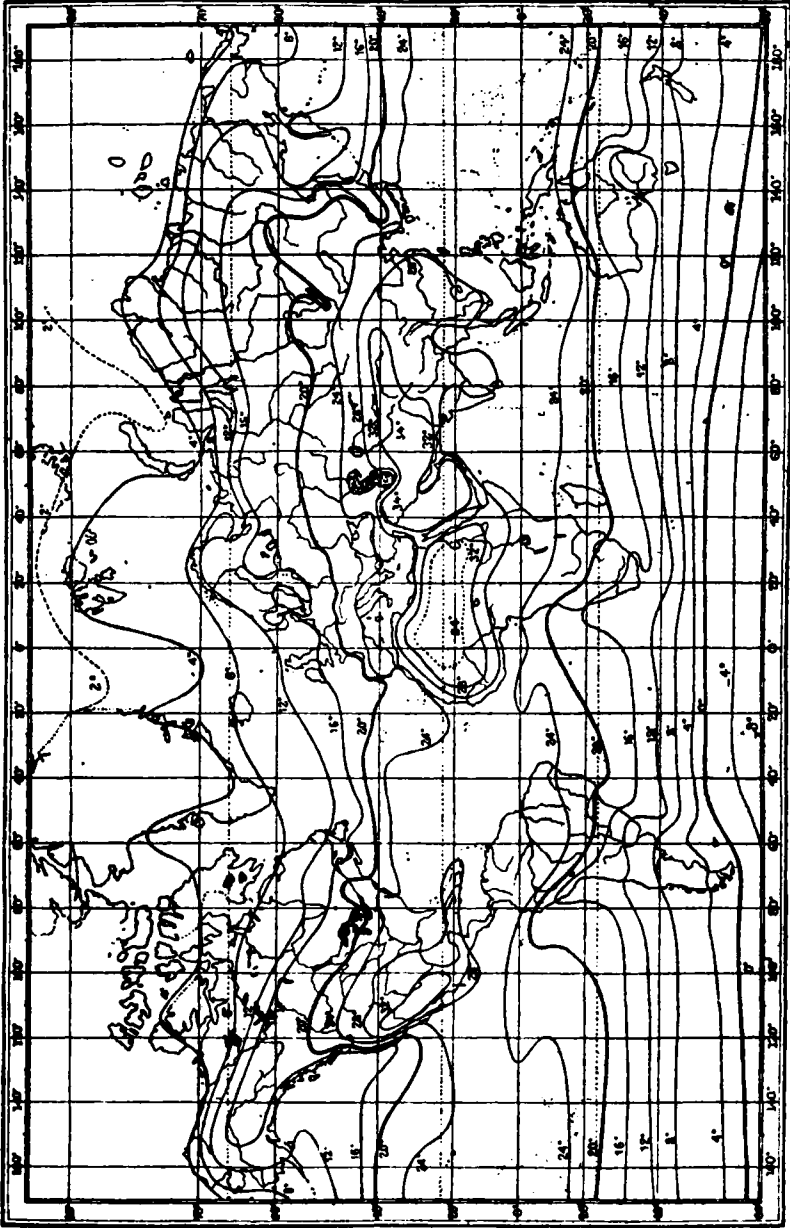
При переходѣ къ февралю, марту и т. д. вся система изо-

термъ начинаетъ преобразовываться; термическій экваторъ, а вслѣдъ за нимъ, и вся система изотермъ перемѣщаются къ сѣверу. Изогнутости постепенно сглаживаются, измѣняютъ свой характеръ, и къ июлю вся картина совершенно мѣняется (Фиг. 129). Большая часть термического экватора находится къ сѣверу отъ экватора. Изотерма 24° въ средней Азіи достигаетъ 48° с. ш. и только надъ Атлантическимъ и Тихимъ океанами падаетъ до 20° с. ш. Внутри термического экватора обнаруживаются области съ очень высокой температурой, окаймленные изотер-



Фиг. 128.

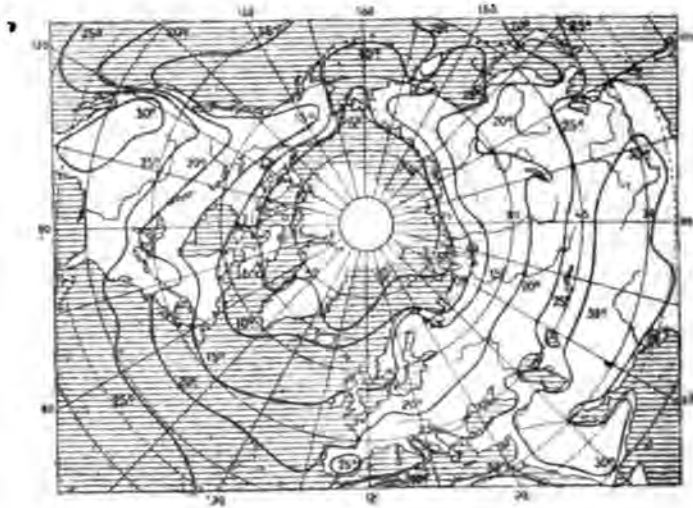
мами 34° (Сахара, Аравія, Персія) и 32° (въ Сѣверной Америкѣ между 20° и 40° с. ш.). Зимняя континентальная выпуклость январскихъ изотермъ къ югу сѣняется ихъ сильной выпуклостью къ сѣверу надъ восточной частью Азіатскаго материка. Вообще, въ июлѣ воздухъ надъ сушей теплѣ океаническаго. Напримѣръ, изотерма 20° надъ Тихимъ океаномъ проходитъ подъ 40° с. ш., а на востокѣ Азіи переходитъ 60° с. ш. Изотерма 0° вышла въ сѣверномъ полушаріи изъ сферы наблюдений. Крайняя, видимая на картѣ, изотерма равна 2° . Въ южномъ полушаріи, южнѣе 50° ю. ш., явилась изотерма -4° и даже -8° . Азіатскій полюсъ холода перемѣтился къ Карскому морю. Подобное распредѣленіе изотермъ совершенно понятно. Въ июлѣ, сильному нагрѣванію подвергаются континентальныя части Ста-



Фиг. 129.

раго и Нового Свѣта, а море дѣйствуетъ охлаждающимъ и умѣряющимъ образомъ.

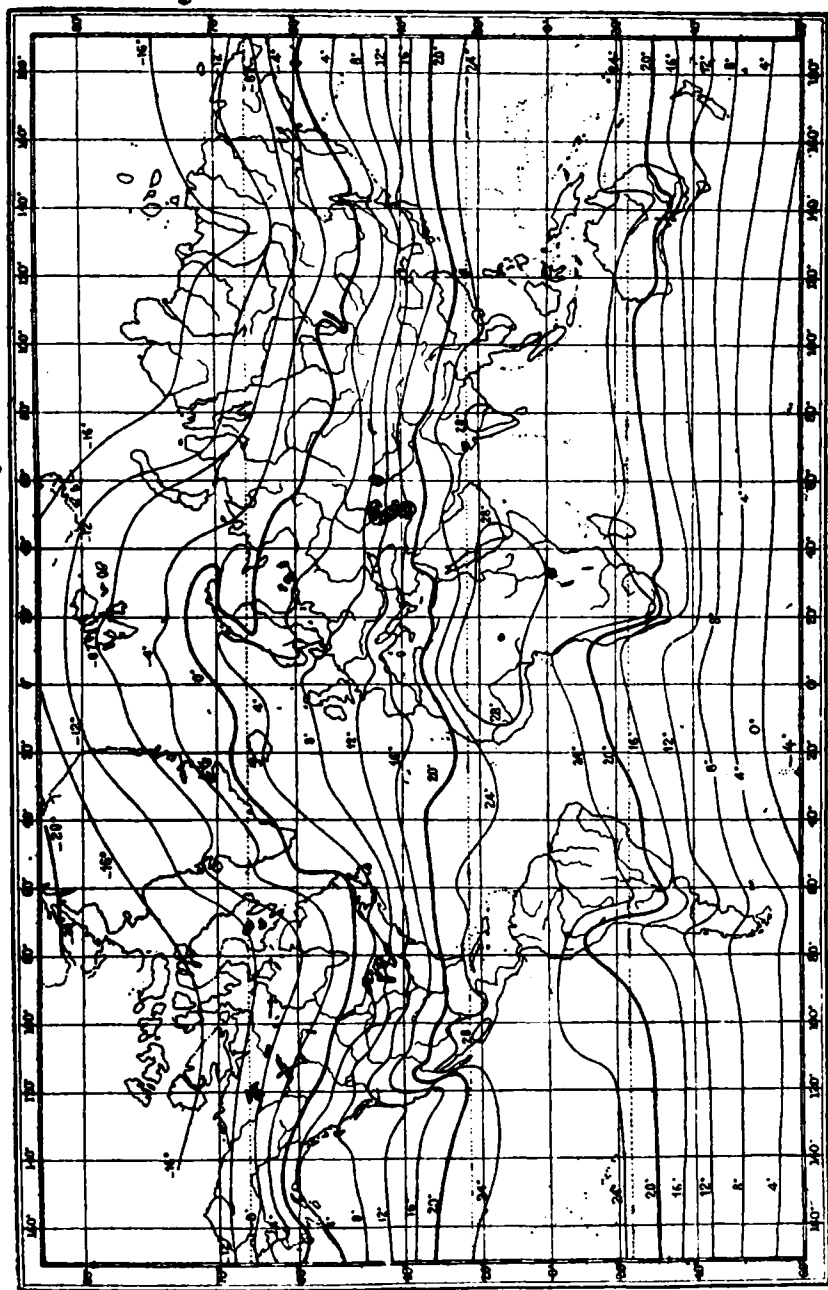
Фигура 130 даетъ июльское распредѣленіе температуры въ полярной проекціи.



Фиг. 130.

Среднее годовое распредѣленіе тепла можно видѣть на фиг. 131. Изъ этой карты видно, что, въ общемъ, въ умѣренныхъ и высшихъ широтахъ сѣвернаго полушарія, западные берега теплѣ восточныхъ; въ тѣхъ же широтахъ южнаго полушарія имѣетъ мѣсто обратное соотношеніе.

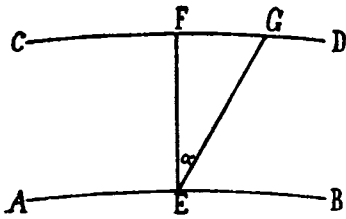
Подобныя, болѣе детальныя, карты изотермъ составлены также и для отдѣльныхъ государствъ и ихъ частей. Для Россіи такія карты построены Главной Физической Обсерваторіей и обнародованы въ сочиненіи Вильда «О температурахъ Россійской Имперіи» и въ «Климатическомъ Атласѣ», изданномъ въ 1899 году, по случаю 50-лѣтія существованія обсерваторіи. Для юго-запада Россіи подобныя карты смотр. А. Клоссовскій «Матеріалы для климатологии юго-запада Россіи». Одесса, 1898.



Фиг. 131.

Въ дальнѣйшемъ изложеніи мы увидимъ, что распрежденіе и другихъ метеорологическихъ элементовъ на земной поверхности выражается также системами изолиній (изобаты, изонезы, изогоны и т. д.). Понятіе о градиентѣ и способъ его опредѣленія, изложенный выше, очевидно применимъ и къ этимъ системамъ. Напримѣръ, *барометрическимъ градиентомъ* называютъ измѣненіе давленія, взятаго на одномъ и томъ же уровнѣ, по нормали къ изобарѣ, на единицу разстоянія въ сторону падающаго давленія. Чтобы опредѣлить барометрическій градиентъ, нужно имѣть карту изобаръ. Можетъ случиться, что карта изолиній намъ не дана. Въ этомъ случаѣ, возможно вычислить градиентъ, если только известна величина даннаго элемента (напр., давленія) въ двухъ сосѣднихъ точкахъ. Но, предварительно, докажемъ, что если намъ известно измѣненіе (g) элемента по нормали (градиентъ), то измѣненіе g_1 того же элемента по другому направленію, составляющему съ нормалью уголъ α ,

$$g_1 = g \cos \alpha.$$



Фиг. 133.

И дѣйствительно. Пусть (фиг. 133) AB и CD изолиніи, $EF = a$ — нормаль къ кривой AB , $EG = b$ ¹⁾ — направленіе, составляющее съ нормалью уголъ $FEG = \alpha$, t — величина элемента въ точкѣ E , t_1 — величина того же элемента въ точкѣ F . Очевидно,

$$g = \frac{t - t_1}{a} \text{ и } g_1 = \frac{t - t_1}{b};$$

$$g : g_1 = b : a; \text{ но } a = b \cos \alpha,$$

следовательно,

$$g_1 = g \cos \alpha.$$

Зная это, положимъ (фиг. 134), что

t — величина элемента въ точкѣ A ,
 t_1 — » » » » » B ,

¹⁾ a и b измѣрены въ длинѣ градуса меридіана.

$AB=a$ —разстояніе между A и B , измѣренное въ прежнихъ единицахъ,

NS —направленіе меридіана,

$\angle NAB=\alpha$ —азимуть точки B ,

AG —направленіе и величина градіента,

$\angle NAG=m$.

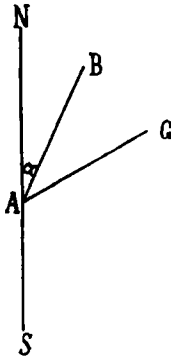
Измѣненіе элемента по направленію AB

$$g_1 = \frac{t-t_1}{a}.$$

Но мы доказали, что

$$g_1 = g \cos(m-\alpha),$$

$$\frac{t-t_1}{a} = g \cos(m-\alpha). \quad (1)$$



Фиг. 134

Последнее уравненіе содержитъ двѣ неизвѣстныя величины: g и m ; необходимо составить другое уравненіе съ тѣми же неизвѣстными.

Положимъ, что по соседству имѣется и другой пунктъ C , для котораго величина элемента равна t_2 , $AC=b$ и азимуть $NAC=\beta$. Для этого пункта

$$\frac{t-t_2}{b} = g \cos(m-\beta). \quad (2)$$

Изъ уравненій (1) и (2) можно опредѣлять g и m . Дадимъ этимъ уравненіямъ слѣдующій видъ:

$$\frac{t-t_1}{a} = g \cos m \cos \alpha + g \sin m \sin \alpha,$$

$$\frac{t-t_2}{b} = g \cos m \cos \beta + g \sin m \sin \beta.$$

Пусть

$$g \cos m = x, \quad g \sin m = y;$$

$$\frac{t-t_1}{a} = x \cos \alpha + y \sin \alpha,$$

$$\frac{t-t_2}{b} = x \cos \beta + y \sin \beta.$$

Рѣшая эти два уравненія, найдемъ x и y . Тогда

$$\frac{y}{x} = \operatorname{tang} t \text{ и } g = \sqrt{x^2 + y^2}.$$

Изъ этихъ двухъ уравненій можно опредѣлить величину и направленіе градиента. Если по сосѣдству имѣется не двѣ, а нѣсколько станцій, то g и t вычисляются по способу наименьшихъ квадратовъ.

Полюсъ холода. Изъ карты январскихъ изотермъ видно, что изотермы расположены, отъ экватора къ полюсамъ, въ нисходящемъ порядкѣ и наиболѣе низкія среднія мѣсячныя температуры отмѣчены на сѣверо-востокѣ Азии. Это, такъ называемый, сибирскій полюсъ холода. Весьма низкія температуры наблюдаются также въ Гренландіи и на Гриннелевой землѣ. Для характеристики температурныхъ условій на этомъ крайнемъ сѣверѣ, приведемъ данныя, вычисленныя нами по «Лѣтописямъ Главной Физической обсерваторіи» для Верхоянска (13 лѣтъ) и Якутска (16 лѣтъ).

мѣсцы	Якутскъ 62°1' с. ш., 129°43' в. д. отъ Гринвича			Верхоянскъ 67°33' с. ш., 133°24' в. д. отъ Гринвича		
	среднее	макс.	мин.	среднее	макс.	мин.
январь	—44° 09	—9° 1	—63° 0	—49° 63	—20° 2	—67° 8
февраль	—35.14	—10.1	— 64.4	—43.63	— 9.9	— 69.8
мартъ	—22.16	— 4.4	— 48.9	—29.53	3.1	— 60.8
апрѣль	— 7.51	12.4	— 39.0	—13.72	11.0	— 54.5
май	6.16	27.7	— 15.9	2.45	20.1	— 34.2
іюнь	16.54	33.1	— 3.6	13.31	31.5	— 7.3
іюль	19.78	36.0	3.3	15.65	33.7	— 1.3
августъ	15.28	33.6	— 2.6	9.90	29.1	— 6.8
сентябрь	6.42	25.7	— 10.8	2.13	22.3	— 16.3
октябрь	—8.03	10.2	— 33.2	—15.15	9.1	— 44.6
ноябрь	—27.30	1.7	— 51.2	—36.98	0.3	— 58.0
декабрь	—39.64	—3.4	— 57.9	—47.04	—7.5	— 64.5
годъ	—9.98	36.0	— 64.4	— 16.2	33.7	— 69.8
ср. ампл.	63.87	—	—	65.28	—	—
абс. »	—	100.4	—	—	103.5	—

Къ этимъ таблицамъ присоединимъ ¹⁾ данныя для Грин-
нелевой земли (81° с. ш.) и западной Гренландіи (78° с. ш.).

мѣсяцы	Гриннелева земля (81° с. ш.)			Зап. Грен- ландія (78° с. ш.)
	средняя	minimum	maximum	средняя
январь	— 39° 0	— 50° 1	— 23° 1	— 31° 3
февраль	— 40.1	— 52.3	— 20.6	— 31.4
мартъ	— 33.5	— 45.1	— 6.7	— 30.6
апрѣль	— 25.3	— 41.2	— 10.1	— 22.0
май	— 10.0	— 25.0	2.1	— 8.0
іюнь	0.4	— 10.7	11.7	0.6
іюль	2.8	— 1.5	11.4	4.0
августъ	1.0	— 9.1	8.8	0.7
сентябрь	— 9.0	— 23.6	— 1.1	— 8.5
октябрь	— 22.7	— 35.1	— 10.0	— 17.6
ноябрь	— 30.9	— 43.3	— 18.4	— 24.9
декабрь	— 33.4	— 46.8	— 14.7	— 29.3
годъ	— 20.4	— 52.3	— 11.7	— 16.9
ср. ампл.	— 46.9	—	—	35.4
абс. >	64.0	—	—	—

Изъ этихъ таблицъ видно, что средняя температура января въ Верхоянскѣ равна — 49° 63. Отрицательныя среднія мѣсячныя температуры сплошь продолжаются до апрѣля. Только май, іюнь, іюль, августъ и сентябрь имѣютъ положительныя температуры. Средняя годовая = — 16° 2. Чтобы можно было судить, насколько низка эта температура, замѣтимъ, что въ Одессѣ средняя температура самого холоднаго мѣсяца января = — 3° 2 и что термометръ у насъ никогда не опускается ниже — 24°. На западномъ берегу Гренландіи, средняя температура января — 31° 3. Морозы продол-

¹⁾ Воейковъ. «Метеорологическій Вѣстникъ», 1897, №№ 11 и 12.

жаются вплоть до мая, средняя температура которого равна -8° . Свободны от мороза только июнь, июль и август. Сентябрь имеет уже температуру $-8^{\circ}.5$. Средняя годовая равна $-16^{\circ}.9$. На Гриннелевой землѣ наиболее низкая средняя мѣсячная феврала равна $-40^{\circ}.1$. Только три мѣсяца (июнь, июль и август) имеютъ среднюю температуру выше нуля. Средняя годовая равна $-20^{\circ}.4$. Въ Верхоянскѣ, въ январѣ, температура можетъ понижаться до $-69^{\circ}.8$. Максимальная температура равна $-9^{\circ}.9$. Морозы возможны во все мѣсяцы года; лѣтомъ въ Верхоянскѣ жара доходитъ до $+33^{\circ}.7$. Амплитуда колебаній температуры въ Верхоянскѣ равна $103^{\circ}.5$. На Гриннелевой землѣ минимальная температура равна $-52^{\circ}.3$, максимальная въ июнѣ $+11^{\circ}.7$. Колебания возможны въ предѣлахъ 64° , т. е. почти вдвое меньше, чѣмъ въ Верхоянскѣ. Спрашивается, какую область считать полюсомъ холода? Это зависитъ отъ того, что считать полюсомъ холода. Если полюсомъ холода считать ту область, гдѣ средняя годовая достигаетъ минимум'а, то полюсъ холода на Гриннелевой землѣ; если считать полюсомъ холода ту область, гдѣ средняя температура отдѣльныхъ мѣсяцевъ достигаетъ минимум'а или гдѣ возможно наибольшее абсолютное паденіе температуры, то полюсъ холода—Верхоянскѣ; если, наконецъ, полюсомъ холода считать тѣ мѣста, гдѣ особенно упорны холода въ теченіе всего года, гдѣ они равномерно распредѣлены и скрываютъ землю весь годъ, то, съ этой точки зрѣнія, полюсомъ холода будетъ Гренландія, т. к. она свободна отъ холода всего три мѣсяца. По мнѣнію Воейкова, самое холодное мѣсто въ сѣверномъ полушаріи находится на материковомъ ледяномъ покровѣ Гренландіи, а въ южномъ полушаріи—около южнаго полюса.

Сибирскій полюсъ холода не остается, въ теченіе всего года, на одномъ и томъ же мѣстѣ. Весной (въ апрѣлѣ и маѣ) эта область перемѣщается къ сѣверо-западу и въ июнѣ и въ июлѣ достигаетъ Карскаго моря, гдѣ средняя мѣсячная колеблется отъ 0° до 2° . Послѣ июля, полюсъ холода возвращается въ область рѣки Яны, гдѣ остается до апрѣля слѣдующаго года. Относительно періодическаго перемѣщенія Гриннелева полюса холода нѣтъ никакихъ данныхъ. Точно также нѣтъ данныхъ о южномъ полюсѣ холода, т. е. южный полюсъ менѣе доступенъ, чѣмъ сѣверный. Крайняя граница изслѣдованій Нансена достигаетъ $86^{\circ} 16'$, а въ южномъ полушаріи подобная граница го-

раздо меньше. По всей вѣроятности, южный полюсъ холода сосредоточенъ около самаго южнаго полюса.

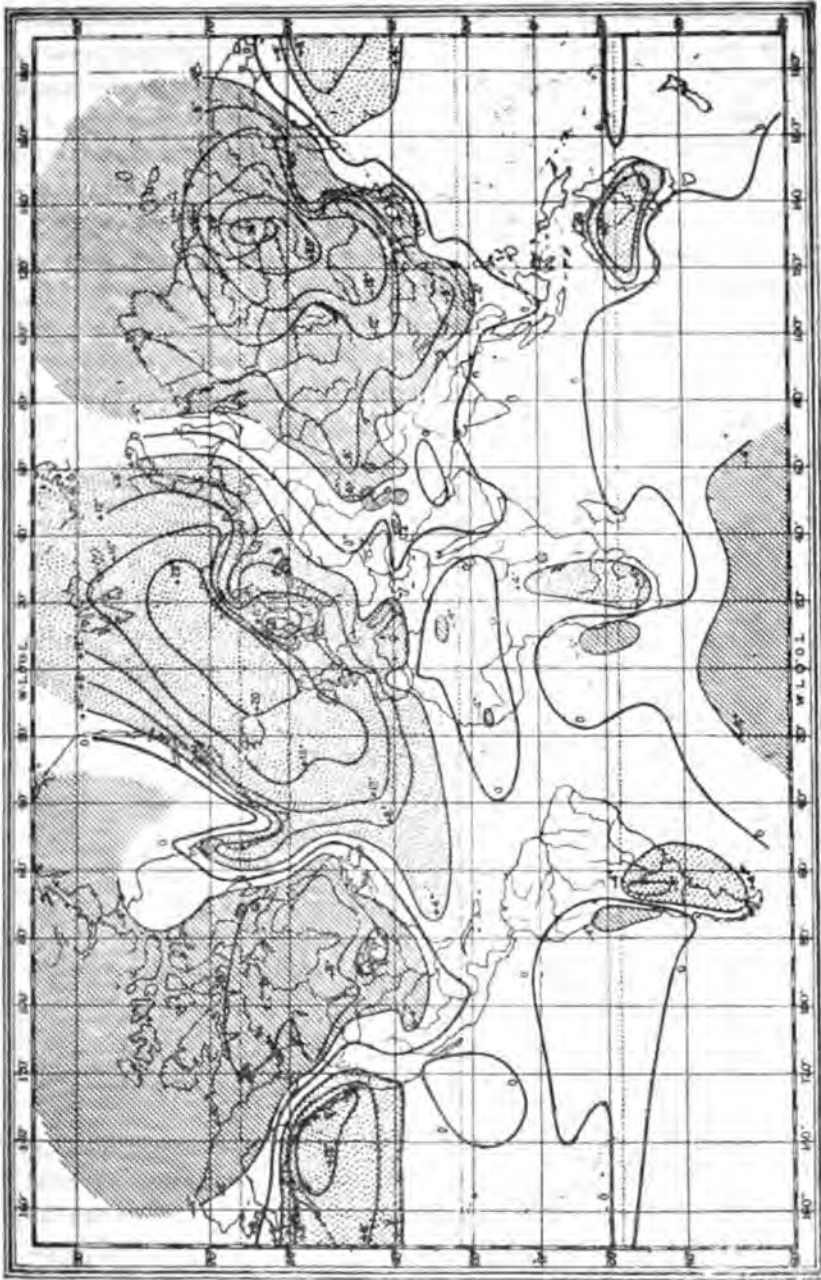
Интересно теперь рассмотреть другую крайность,— области съ наиболее высокой температурой. Къ числу такихъ областей относится Сахара. Здѣсь въ июль средняя мѣсячная равна $+35^{\circ}$. Въ отдѣльные моменты возможно повышение температуры до $+55^{\circ}$. Въ С. Америкѣ есть область, называемая долиной Смерти, между $35^{\circ}.40$ и $36^{\circ}.35$ с. ш. и между $116^{\circ}.15$ — $117^{\circ}.15$ з. д. Эта долина имѣетъ въ длину около 120 км., въ ширину 32 до 40 км. Она лежитъ ниже уровня моря на 50 м.; окружена горами. Долина эта—дно нѣкогда бывшаго здѣсь соленатаго озера. Наблюденія производились съ 1-го апрѣля по конецъ сентября 1891 г. Вотъ среднія температуры въ долину Смерти¹⁾:

	среднія температуры	максимальныя температуры	относительная влажность
май	29 ^o .3	40 ^o .6	26%
іюнь	33.4	50.0	20
іюль	38.9	50.0	20
августъ	38.2	50.0	21
сентябрь	32.3	48.3	27

Воздухъ отличается сухостью. Наблюдалось повышение температуры въ тѣни до $+54^{\circ}$. Иногда замѣчалась еще большая сухость. 4-го августа, вечеромъ, при температурѣ $44^{\circ}.4$, относительная влажность составляла всего 15%. Въ эту ночь минимальный термометръ показалъ $37^{\circ}.3$. Наиболѣе высокія стоянія термометра отмѣчены также въ Пенджабѣ ($52^{\circ}.0$), Багдадѣ ($52^{\circ}.0$), Сенегамбіи ($54^{\circ}.0$) и оазисѣ Мураукъ ($56^{\circ}.2$). Въ оазисѣ Wargla (Алжиръ) 17 іюля 1879 года наблюдали $53^{\circ}.0$. Такимъ образомъ, можно принять, что термометръ на земной поверхности колеблется отъ -70° до $+56^{\circ}$, т. е. въ предѣлахъ 126° .

Карты изономалей. Въ метеорологіи строятъ еще карты, которыя даютъ возможность особенно рѣзко подчеркнуть влияние различныхъ факторовъ на распределеніе того или другаго

¹⁾ Das Wetter. 1897, Heft 7, S. 168 и Ciel et Terre, 1 octobre 1896, p. 435.

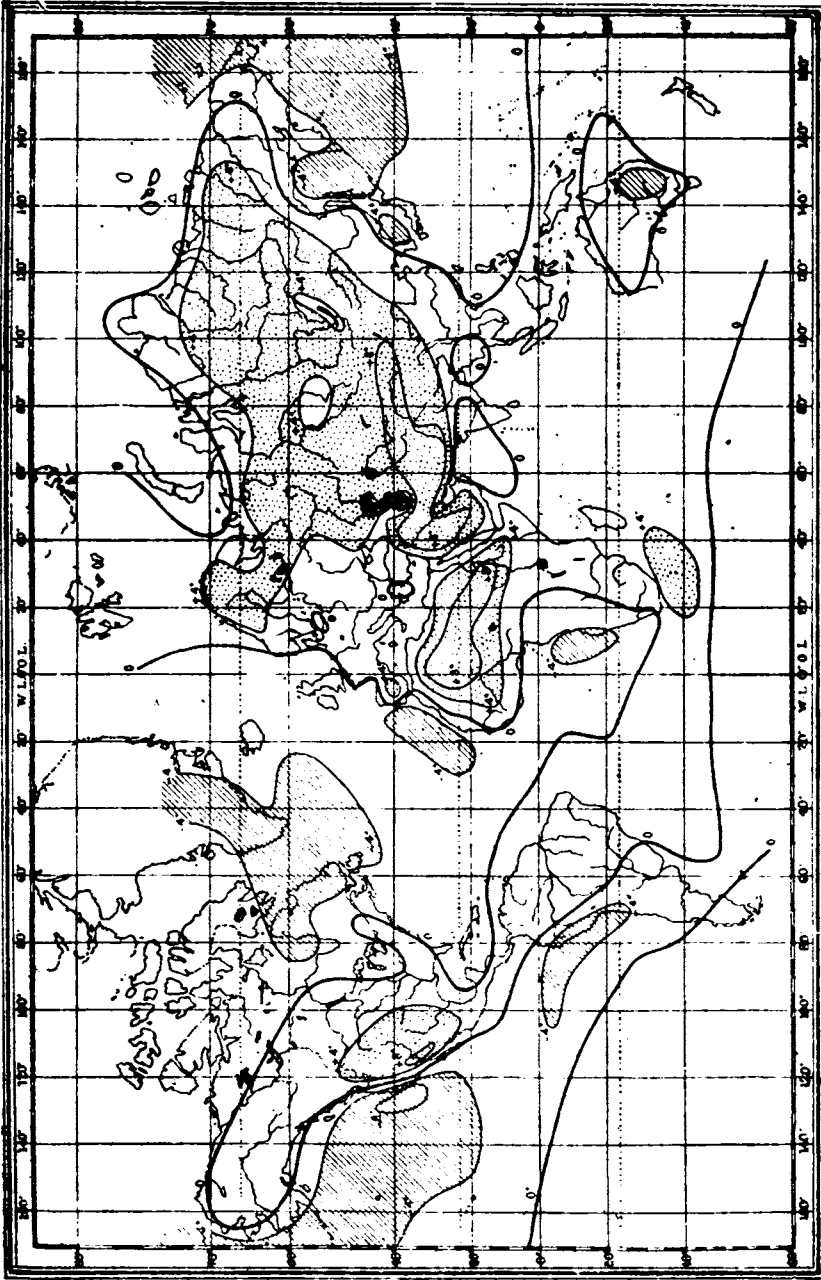


Фиг. 135.

метеорологическаго элемента. Это карты *изономалей*. Мы видѣли, что вдоль известной параллели, среднія температуры какого нибудь мѣсяца, напримѣръ января, распределены неравномерно въ зависимости отъ распределенія суши и моря, морскихъ и воздушныхъ теченій и другихъ факторовъ. Представимъ себѣ, что тепловая энергія, сосредоточенная въ нижнихъ слояхъ атмосферы вдоль этой параллели, распределена равномерно, а слѣдовательно, всѣ точки этой параллели имѣютъ одну и ту же среднюю январскую температуру. Такая температура можетъ быть названа *средней январской температурой* взятой нами *параллели*. Подобныя среднія температуры можно найти для различныхъ параллелей. По вычисленіямъ Нанпа, эти среднія температуры имѣютъ слѣдующія значенія:

сѣверное полушаріе				южное полушаріе			
широта	годъ	январь	іюль	широта	годъ	январь	іюль
0°	25.9	26.2	25.5	0°	25.9	26.2	25.5
10	26.4	25.7	26.7	10	25.0	25.9	24.0
20	25.6	21.7	28.1	20	22.7	25.5	20.5
30	20.3	13.9	27.4	30	18.5	22.9	15.3
40	14.0	3.9	23.8	40	11.8	16.1	9.7
50	5.6	— 7.2	18.1	50	5.9	8.1	3.3
60	— 0.8	— 16.0	14.1	60	—	—	—
70	— 9.9	— 25.5	7.3	70	—	—	—
80	— 16.5	— 32.0	2.0	80	—	—	—
90	— 20.0	— 36.0	0.0	90	—	—	—
Вообще :				годъ	январь	іюль	
сѣверное полушаріе				15°.2	8.0	22.5	
южное полушаріе				13.6	17.3	10.3	
вся земля				14.4	12.6	16.4	

Сравнимъ теперь эти среднія январскія температуры параллелей съ дѣйствительно наблюдаемыми. Напримѣръ, средняя температура января въ Кіевѣ (50° с. ш.) равна $-6^{\circ}.7$, а средняя температура 50-ой параллели $-7^{\circ}.2$; разность $+0^{\circ}.5$. Другой примѣръ. Средняя январская температура въ Охотскѣ (около 60° с. ш.) равна $-23^{\circ}.7$, а средняя температура 60-й параллели

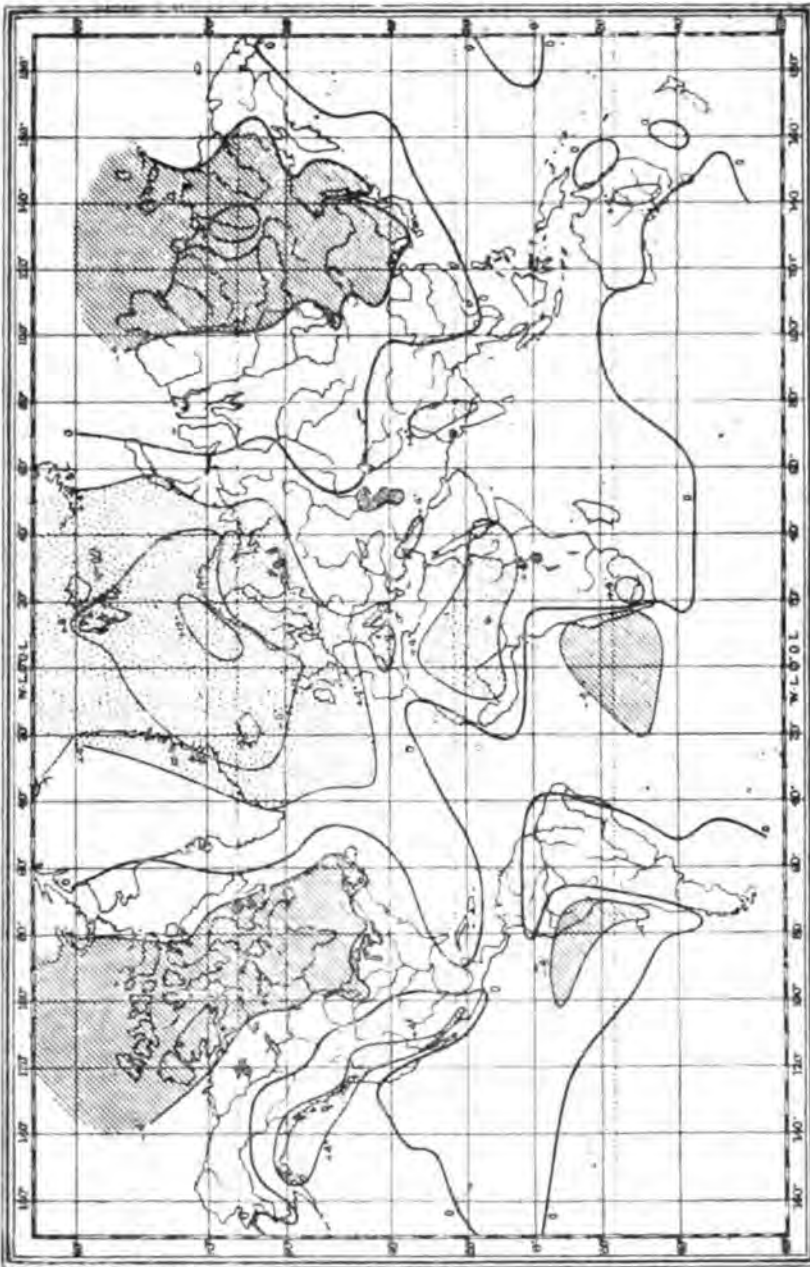


Фиг. 136.

—16°.0; разность —7°.7. Числа +0°.5 и —7°.7 называютъ январской термической аномаліей Кіева и Охотска. Подобнымъ же образомъ можно вычислить термическія аномаліи для возможно большаго числа пунктовъ. Нанесемъ эти пертурбаціи на карту и точки, имѣющія одинаковыя, по величинѣ и по знаку, пертурбаціи, соединимъ непрерывными кривыми. Полученная карта представитъ январскую карту *изономалей*. На прилагаемыхъ чертежахъ даны изономали января (фиг. 135), іюля (фиг. 136) и года (фиг. 137). Изъ картъ видно, что въ январѣ области *положительныхъ* изономалей расположены надъ океанами, а *отрицательныхъ*—надъ сушей. Въ іюлѣ имѣетъ мѣсто обратное соотношеніе, что указываетъ на умѣряющее значеніе океана. Тѣ-же системы кривыхъ, въ полярной проекціи, можно видѣть на фигурахъ 138 и 139.

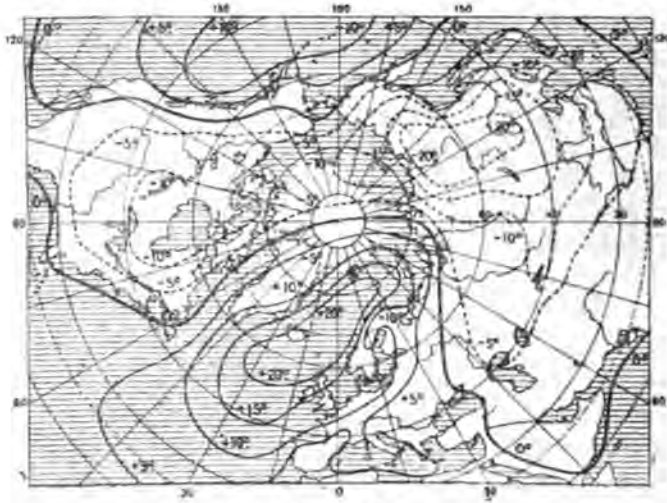
Карты изономалей получаютъ, въ послѣднее время, большое значеніе въ различныхъ отдѣлахъ метеорологіи. Нужно замѣтить, что дѣйствительное распредѣленіе известнаго явленія на земной поверхности слагается, вообще говоря, изъ нѣкотораго, такъ сказать, нормальнаго режима, на который наложены различнаго рода пертурбаціи, стремящіяся замаскировать основную схему явленія. Напримѣръ, въ распредѣленіи тепловаго состоянія земной поверхности, основная схема обусловливается солнечной инсоляціей; эту основную схему стремится видоизмѣнить другіе, второстепенные, факторы: распредѣленіе суши и океана, воздушныя и морскія теченія и прочее. Точно также магнитныя свойства земли можно разложить на основной, какъ говорятъ, *нормальный* режимъ плюсъ нѣкоторую, дополнительную, схему, которая, совмѣстно съ основнымъ режимомъ, даетъ дѣйствительное распредѣленіе земнаго магнетизма. Такой методъ даетъ иногда возможность не только выдѣлить качественно пертурбаціонные агенты, но даже опредѣлить ихъ количественно.

Карты Hildebrandsson'a. До сихъ поръ мы рассматривали тепловой режимъ нижнихъ слоевъ атмосферы въ нѣкоторомъ среднемъ его состояніи. Но можно также задаться цѣлью прослѣдить картографически его непрерывныя измѣненія при переходѣ отъ одного дня къ другому, прослѣдить постепенное нарастаніе тепла отъ зимы къ лѣту или охлажденіе при переходѣ отъ лѣта къ зимѣ. Подобнаго рода карты могутъ имѣть огромное значеніе для фенологіи, т. е. для ученія о періодическихъ явле-



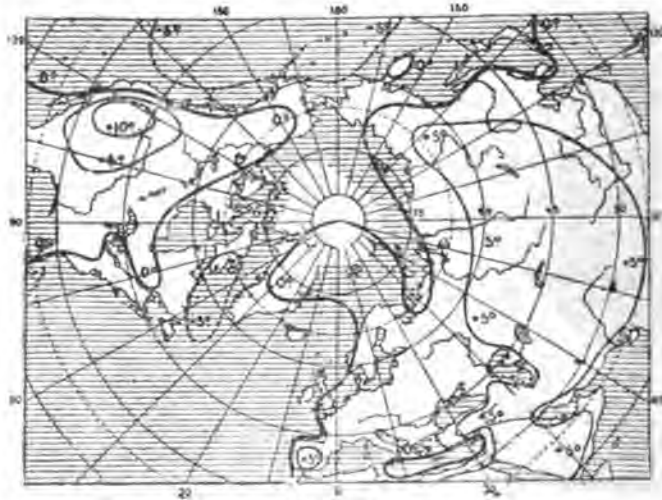
Фиг. 137.

нiяхъ въ жизни животныхъ и растений. Подобныя карты были построены Hildebrandson'омъ. Фигура 140 представляетъ, напри- мѣръ, карту перемѣщенiя нулевой изотермы. Рядъ кривыхъ



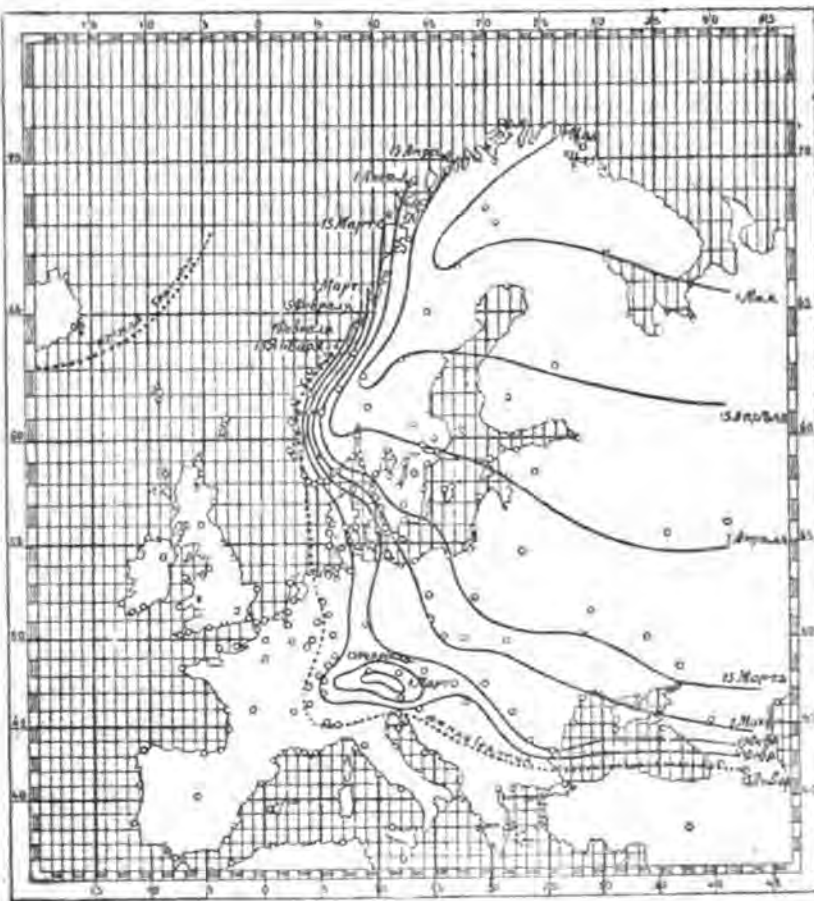
Фиг. 138.

представляетъ положенiе нулевой изотермы черезъ каждыя 15 дней. Изъ карты Гильдебрансона мы видимъ, что нулевая изо- терма 15 января имѣетъ форму прямого угла, вершина котораго



Фиг. 139.

находится въ юго-восточной Франціи, одинъ бокъ ея идетъ къ сѣверу, а другой къ востоку; вершина этой вриовой къ 1-му мая перемѣщается въ Лапландію, и уголъ между вѣтвями дѣлается острѣе. Изотерма 0° проходитъ чрезъ Брюссель 10-го января,



Фиг. 140.

Петербурга же она достигаетъ лишь 8 апрѣля; слѣдовательно, для перемѣщенія отъ Брюсселя до Петербурга эта изотерма употребляетъ три мѣсяца. Если взять изотерму 3° , то увидимъ, что она бываетъ въ Брюссель 1-го февраля, въ Петербургѣ 25 апрѣля; слѣдовательно, для прохождения этого пространства

употребляетъ 84 дня. Изотермы болѣе высокыхъ температуръ движутся быстрѣе; такъ, изотерма

6°	достигаетъ	Брюсселя	10 марта,	а	Петербурга	5 мая,
9°	»	»	7 апрѣля,	»	»	15 » ,
12°	»	»	4 мая,	»	»	1 июня.

Изъ приведенныхъ цифръ видно, что различныя изотермы пробѣгаютъ одно и то же пространство въ разные времена; медленнѣе движутся изотермы меньшаго числа градусовъ; изотермы же большаго числа градусовъ движутся быстрѣе. Интересно было бы сравнить большую или меньшую скорость перемѣщенія изотермъ съ ходомъ и развитіемъ растительности.

Литературныя указанія.

А) Приборы и ихъ изученіе.

- 1) * Guillaume. Traité pratique de la thermométrie de précision, Paris. 1889.
- 2) * Kohlrausch. Lehrbuch der praktischen Physik. Letzte Auflage. Leipzig. 1903.
- 3) * Weinhold. Physikalische Demonstrationen.
- 4) * Frick. Physikalische Technik.

В) Климатологическія данныя.

- 5) * Воейковъ. Климаты земного шара. Спб. 1882.
- 6) * Hann. Handbuch der Klimatologie. Zweite Auflage. Wien.
- 7) * Wild. Die Temperaturverhältnisse des Russischen Reichs. St.-Petersburg. 1881.
- 8) * Климатологическій атласъ Россійской Имперіи. Изданіе Главной Физической Обсерваторіи Спб. 1899.
- 9) * Henry. Climatology of the United States. Washington. 1906.
- 10) * Hann. Lehrbuch der Meteorologie. Wien. 1905.
- 11) * Воейковъ. Meteorologie. Спб. 1904.
- 12) * Angot. Traité élémentaire de Météorologie. Paris. 1907.
- 13) * Angot. Résumé des observations météorologiques faites au Bureau central et à la tour Eiffel, pendant les cinq années

1890—1894. Annales du bureau mét. central. 1894. Mémoires, B. 145.

14) *Spitaler. Wärmeverteilung. Wien.

15) *Knoche. Ueber die räumliche und zeitliche Verteilung des Wärmegehalts der unteren Luftschicht. Hamburg. 1905.

16) Отдѣльные статьи въ журналахъ:

a) Meteorologische Zeitschrift,

b) Repertorium für Meteorologie,

c) Monthly Weather Review,

d) Annales du bureau météorologique central de France.

XI.

Давленіе воздуха.

Методы наблюдений; ртутные барометры. Очистка ртути. Наполненіе барометра. Введеніе поправки. Металлическіе барометры. Изученіе металлических барометровъ. Гипсотермометры. Измѣреніе мелкихъ колебаній давленія. Региструющіе барометры. Принципъ вѣсового барометра. Барографъ Вильда. Барографъ Неклевица. Разработка барограммъ. Мелкія колебанія давленія. Суточные колебанія давленія. Попытки объясненія суточного хода. Распределеніе давленія на земной поверхности; барометрический градиентъ. Законы Тейссеравъ-де-Бора. Годовыя колебанія давленія. Среднее давленіе по параллелямъ. Крайнія пониженія и повышенія давленія. Литературныя указанія.

Методы наблюдений; ртутные барометры. Въ курсахъ общей физики подробно излагаются методы опредѣленія давленія воздуха. Существуютъ три главные способа измѣренія этого элемента: 1) барометры, наполненные слабо испаряющейся жидкостью, чаще всего ртутью, 2) металлические барометры и 3) гипсотермометры.

Въ простѣйшемъ видѣ; какъ извѣстно, ртутный барометръ состоитъ изъ чашки съ ртутью и опрокинутой надъ ней, сверху закрытой, трубки, содержащей ртутный столбъ. Часть трубки надъ ртутью (Торричелева пустота) вовсе не должна содержать воздуха. Высоту барометрическаго столба считаютъ разстояніе,

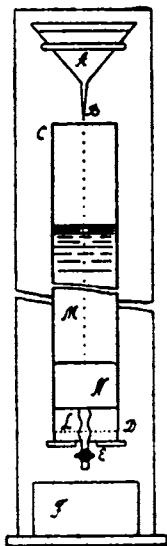


Фиг. 141.

по вертикальному направлению, отъ поверхности ртути въ чашкѣ до горизонтальной плоскости, проведенной касательно мениску ртути въ трубкѣ. Высота эта измѣряется помощью шкалы съ нониусомъ, укрепленной параллельно оси трубки. При измѣненіяхъ давленія, высота ртути въ трубкѣ измѣняется, причемъ часть ртути или выливается въ чашку (при пониженіи давленія), или, обратно, ртуть изъ чашки входитъ въ трубку (при повышеніи давленія); вслѣдствіе этого, уровень, отъ котораго должна измѣряться высота барометрическаго столба, постоянно измѣняется. Для того, чтобы отчетъ всегда производился отъ уровня ртути въ чашкѣ, въ барометрахъ этого типа (чашечныхъ) устраиваютъ или подвижную шкалу, или подвижное дно, такъ что нуль дѣлений шкалы всегда можно привести къ уровню ртути въ чашкѣ. Въ барометрахъ съ широкимъ резервуаромъ, діаметръ чашки во много разъ больше діаметра трубки, вслѣдствіе чего небольшія измѣненія въ высотѣ ртути въ трубкѣ не измѣняютъ чувствительно высоты ртути въ чашкѣ. Существуютъ еще, какъ извѣстно, сифонные барометры. На метеорологическихъ станціяхъ применяются приборы смѣшанной системы, сифонно-чашечные Таруттани и Вильда-Фюсса (фиг. 141). Подробное описаніе этихъ барометровъ можно найти въ «Инструкціи Главной Физической Обсерваторіи». Барометры эти весьма удобны для переноски, а потому слу-

жать для сравненія приборовъ отдѣльныхъ станцій съ *нормальными* барометрами центральныхъ метеорологическихъ учреждений¹⁾).

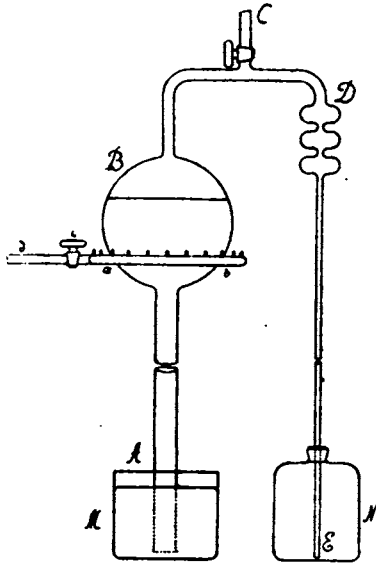
Очистка ртути. Барометръ принадлежитъ къ числу основныхъ метеорологическихъ инструментовъ, а потому остановимся вкратцѣ на практической сторонѣ его устройства. Барометръ долженъ быть наполненъ химически чистой ртутью, не содержащей въ растворѣ воздуха, который, выдѣляясь, могъ бы проникнуть въ верхнюю камеру. Въ виду этого, ртуть, употребляемая для наполненія барометра, должна быть, прежде всего, обработана химически, дабы освободить ее отъ постороннихъ примѣсей. Обрабатываютъ ртуть, взбалтывая ее последовательно съ разведенной азотной и сѣрной кислотой; послѣ этого, ее промываютъ дистиллированной водою, пока не исчезнутъ слѣды кислой реакціи, высушиваютъ и фильтруютъ. Можно также пропустить ртуть, въ видѣ очень тонкой струйки, разбивающейся на капли, последовательно черезъ слой разведенной азотной и сѣрной кислоты. Эта операція производится въ высокомъ стеклянномъ сосудѣ (фиг. 142).



Фиг. 142.

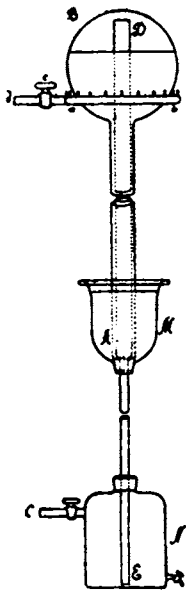
Когда ртуть химически обработана, промыта, высушена и профильтрована, остается ее еще дистиллировать. На фигурѣ 143 представленъ простѣйшій дистилляціонный приборъ. *M*—сосудъ съ ртутью, подлежащей дистилляціи; *ABCDE*—стеклянная трубка, которая входитъ въ герметически закрытый сосудъ *N*. Помощью насоса, присоединеннаго къ колену *C*, выкачиваютъ воздухъ изъ трубки *ABCD* и сосуда *N*. Ртуть въ коленѣ *AB* подымается до высоты барометрическаго столба. Кольцевая горѣлка *ab* нагреваетъ ртуть въ шарѣ *B* и пары ея постепенно переговаряются въ сосудъ *N*. Но

¹⁾ Подробное изслѣдованіе ртутныхъ барометровъ, а также описаніе устройства *нормальнаго* барометра можно найти въ статьяхъ Wild'a: а) «Ueber die Bestimmung des Luftdruckes». Repertorium für Meteorologie, redig. von Wild, Bd. III, 1874 и б) «Die Normalbarometer des physikalischen Central-Observatoriums zu Petersburg. Ibid., Bd. XVI, № 4, 1893.



Фиг. 143.

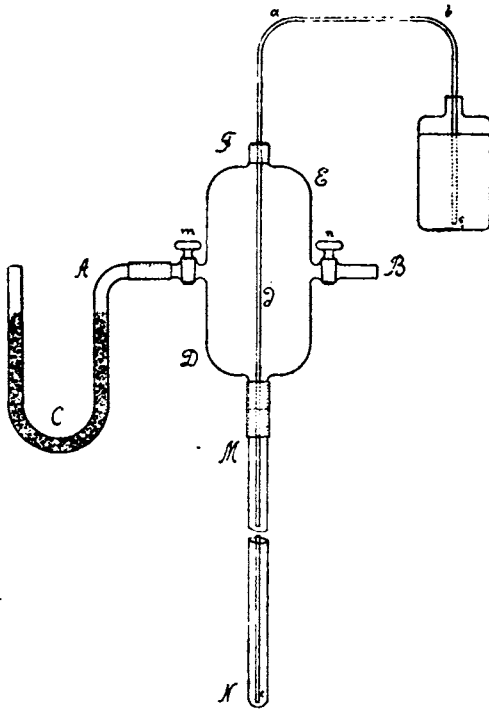
существует и другой приборъ (Фиг. 144). Шаръ *B* и припаянная къ нему трубка *A* опущены въ воронку *M*, наполненную ртутью. Внутри трубки *A* входит другая трубка *DE*, широкая сверху и суженная въ нижней своей части. Эта трубка входит въ герметически закрытую стелianку *N*. Нижнюю часть шара *B* обхватываетъ кольцевая горѣлка *ab*. Кранъ *C* соединенъ съ насосомъ. Дѣйствіе прибора слѣдующее. Воронку *M* наполняютъ ртутью и черезъ коѣно *C* выкачиваютъ воздухъ. Вслѣдствіе вѣшняго давленія, ртуть изъ воронки *M* подымается вверхъ по трубкѣ *A* и наполняетъ частью



Фиг. 144.

Наполненіе барометра ртутью. Наполненіе барометра можно производить двумя путями. Цѣль каждаго изъ способовъ заключается въ томъ, чтобы изъ массы ртути окончательно удалить воздухъ. По первому способу, наполняютъ барометрическую трубку прудистиллированной ртутью и, затѣмъ, кипятятъ ее надъ горячими углями или надъ газовыми горѣлками. Кипяченіе удобнѣе всего производить въ особомъ металлическомъ, слегка наклонномъ, желобѣ, дно котораго выложено асбестомъ. Но наполненіе барометра можно произвести и безъ кипяченія ртути. Способъ этотъ примѣняется, преимущественно, при наполненіи барометрической трубки прибора Вильда-Фюсса, имѣющей весьма сложную форму. Въ метеорологической обсерваторіи Новороссійскаго университета наполненіе ба-

рометра происходит по следующей схемѣ (фиг. 145). *DE*—толстостѣнный стеклянный сосудъ; трубка *B* ведетъ къ насосу, а трубка *A* къ осушительному аппарату. Черезъ шейку, герметически закрытую, проходитъ капиллярная трубка *edabc*, идущая, съ одной стороны, къ чашкѣ съ дистиллированной ртутью, а съ другой, къ шейкѣ *M*, къ которой пристроена, тоже герметически, барометрическая трубка *MN*, подлежащая наполненію. Конецъ капилляра *c*, опущенный въ сосудъ, первоначально



Фиг. 145.

запаянъ. Внутреннія стѣнки прибора тщательно очищены и высушены. Наполнение барометра происходитъ въ слѣдующемъ порядкѣ. Кранъ *m* закрываютъ, а кранъ *n* открываютъ и изъ всего прибора выкачиваютъ воздухъ. После этого, кранъ *n* закрываютъ, а открываютъ кранъ *m*. Приборъ наполняется воздухомъ, проходящимъ предварительно черезъ осушительный аппаратъ. Подобную операцію повторяютъ нѣсколько разъ, дабы осушить окончательно шаръ и барометриче-

скую трубку. Трубку *MN*, во все время процесса осушенія, слегка нагреваютъ, проводя вдоль нея пламя спиртовой лампы или газовой горѣлки. Когда можно предполагать, что вся внутренность шара и барометрической трубки высушена, кранъ *m* окончательно запираютъ и, продолжая дѣйствовать насосомъ, отламываютъ подъ ртутью кончикъ капилляра *c*. Вслѣдствіе давленія вѣшняго воздуха, ртуть входитъ въ капилляръ и, въ видѣ тончайшей струйки, постепенно наполняетъ нашу баро-

метрическую трубку. Когда трубка наполнена, остается собрать барометръ, по правиламъ, указаннымъ въ «Инструкціи Главной Физической Обсерваторіи». До опыта, барометрическая трубка и сосудъ *DE* должны быть предварительно очищены, а для этого, промываютъ ихъ разведенной азотной кислотой, затѣмъ дистиллированной водой до полного исчезновенія кислой реакціи. Въ заключеніе, промываютъ абсолютнымъ спиртомъ, слегка подогрѣвая снаружи надъ спиртовой лампой.

Иногда, для специальныхъ цѣлей, наполняютъ трубку барометра какой-нибудь мало испаряющейся жидкостью, напримѣръ, тяжелымъ нефтянымъ масломъ или глицериномъ. Такой приборъ, болѣе чувствительный къ измѣненіямъ давленія, представляетъ то неудобство, что очень трудно удержать длинный столбъ его при одной и той же температурѣ и ввести необходимыя поправки. Барометръ съ глицериномъ имѣетъ высоту 8.22 метра, а слѣдовательно, почти въ 11 разъ чувствительнѣе ртутнаго.

Введеніе поправокъ. Измѣренная непосредственно высота барометра требуетъ внесенія цѣлаго ряда поправокъ.

1) Высота ртутнаго столба, при *одномъ и томъ же давленіи*, зависитъ отъ температуры; чѣмъ выше температура, тѣмъ высота ртути больше. Для сравнимости наблюденій, необходимо измѣренныя высоты ртути приводить къ одной и той же, условно принятой, температурѣ. Обыкновенно приводятъ высоту ртутнаго столба къ 0° . Пусть

высота ртутнаго столба при 0° равна H_0 ,
 » » » » t° » H ,

то

$$H = H_0(1 + \beta t),$$

гдѣ β —коэффициентъ расширенія ртути; отсюда

$$H_0 = \frac{H}{1 + \beta t} = H(1 - \beta t).$$

2) Шкала также претерпѣваетъ измѣненія съ измѣненіемъ температуры. Вслѣдствіе расширенія шкалы отсчетъ уменьшается и

$$H_0 = H(1 + \gamma t),$$

гдѣ γ —коэффициентъ расширенія шкалы (для латуни $\gamma=0.0000184$, а для стекла $\gamma=0.0000092$). Соединяя объ поправки вывѣстѣ (отъ расширенія ртути и латунной шкалы):

$$H_0 = H[1 - (\beta - \gamma)t] = H(1 - 0.000163t).$$

Помощью этой формулы можно привести высоту барометрическаго столба къ 0° ртути и шкалы. Эту формулу разлагаютъ въ таблицу, въ которой, разъ навсегда, вычислены поправки для разныхъ давленій и разныхъ температуръ.

3) Въсь опредѣленнаго столба ртути зависитъ отъ напряженія тяжести. Но напряженіе тяжести на земномъ шарѣ увеличивается отъ экватора къ полюсамъ (стр. 55—56) и уменьшается по мѣрѣ поднятія надъ земной поверхностью. Вслѣдствіе этого, высота столба ртути, уравнивающей *опредѣленное* давленіе, неодинакова въ различныхъ широтахъ и на различныхъ высотахъ. Эта высота на экваторѣ больше и постепенно уменьшается къ полюсамъ. Необходимо, поэтому, приводить измѣренную высоту къ опредѣленному напряженію тяжести. Приводятъ, обыкновенно, къ напряженію тяжести подѣ 45° широты и къ уровню океана по формулѣ (см. стр. 57):

$$H_{45} = H_\varphi (1 - 0.00259 \cos 2\varphi),$$

гдѣ φ —широта мѣста.

Поправка отъ тяжести довольно значительна, какъ эго видно изъ слѣдующей таблички:

широта .	45°	50	55	60	65	70	75	80	85	90
поправка въ мм. .	+0.00	0.34	0.67	0.98	1.27	1.51	1.70	1.85	1.94	1.97
широта .	0	5	10	15	20	25	30	35	40	45
поправка въ мм. .	-1.97	1.94	1.85	1.70	1.51	1.27	0.98	0.67	0.34	0.00

Слѣдовательно, при переходѣ отъ экватора къ полюсамъ поправка измѣняется отъ -1.97 до $+1.97$, т. е. на 3.94 мм.

Поправка отъ высоты всегда отрицательна :

высота въ метр.	500	1000	1500	2000	2500	3000
поправка въ мм.	0.07	0.13	0.19	0.23	0.27	0.31
высота въ метр.	3500	4000	4500	5000	6000
поправка въ мм.	0.34	0.36	0.38	0.40	0.42

4) Ртуть въ барометрѣ стоитъ вообще ниже, вслѣдствіе капиллярности. Величина поправки зависитъ отъ внутренняго діаметра барометрической камеры. Если діаметръ камеры не менѣе 16 мм., то этой поправкой можно пренебречь.

5) Наконецъ, всякій барометръ имѣетъ еще свою *постоянную* поправку, зависящую отъ несовершенства его устройства. Эту поправку опредѣляютъ изъ многократныхъ его сравненій съ *нормальнымъ* барометромъ центральнаго метеорологическаго учрежденія страны ¹⁾.

Металлическіе барометры. Приборы эти состоятъ изъ герметически замкнутой тонкостѣнной металлической полости, внутри которой воздухъ разрѣженъ. Внешнее давленіе уравновѣшивается упругостью металлической оболочки. При измѣненіяхъ давленія, металлическая полость деформируется, и эти деформации передаются, системой чувствительныхъ рычаговъ, подвижному индексу. Въ металлическомъ барометрѣ Bourdon'a, эта полость имѣетъ форму изогнутой тонкостѣнной трубки, закрѣпленной по срединѣ. При измѣненіяхъ давленія, свободные концы ея сближаются или расходятся. Эти перемѣщенія передаются стрѣлкѣ, движущейся передъ циферблатомъ. Весь приборъ помещенъ въ коробкѣ. Въ анероидахъ Vidi (фиг. 146), трубка замѣнена круглой металлической коробкой, изъ которой воздухъ выкачанъ. При измѣ-



Фиг. 146.

¹⁾ Устройство нормальнаго барометра Главной Физической Обсерваторіи см. Wild's Repertorium für Meteorologic, Bd. XVI.

неніяхъ давленія желобчатое дно коробки выпучивается или вдавливается, и эти движенія передаются индексу.

Изученіе металлическихъ барометровъ. Чтобы металлическій барометръ обратить въ *измѣрительный* приборъ, необходимо тщательно изучить каждый экземпляръ отдѣльно и опредѣлить его поправку. Опытъ показалъ, что поправка анероида не остается безъ измѣненія. Она измѣняется съ измѣненіемъ давленія, съ измѣненіемъ температуры, а также съ теченіемъ времени (въслѣдствіе измѣненія, съ теченіемъ времени, упругости металлической коробки). Опредѣленіе полной поправки составляетъ довольно сложную операцію, которую для каждаго прибора необходимо періодически повторять. Прежде всего рассмотримъ опредѣленіе температурнаго коэффиціента анероида, т. е. измѣненіе показаній барометра при измѣненіи температуры на 1° . Для опредѣленія этого коэффиціента, дѣлаютъ рядъ сравненій анероида съ нормальнымъ приборомъ при различныхъ температурахъ. Положимъ, что въ результатъ сравненій получены слѣдующія числа:

ртутн. барометръ	металлич. барометръ	температура
754.3 мм.	753.5 мм.	9°3
<u>753.1</u> >	<u>753.0</u> >	<u>18.2</u>
1.2 >	0.5 >	8.9

Истинное давленіе увеличилось на 1.2 мм.; можно предполагать, что показаніе металлическаго барометра, при $18^{\circ}2$, будетъ $753.5 + 1.2$ мм., между тѣмъ, испытуемый барометръ показалъ только 753.0 мм., т. е. на 1.7 мм. меньше; это измѣненіе слѣдуетъ приписать измѣненію температуры на $8^{\circ}9$; слѣдовательно, *температурный коэффиціентъ* барометра

$$a = \frac{1.7}{8.9} = 0.19 \text{ мм.}$$

Если металлическій барометръ долженъ служить для измѣренія давленій только въ тѣхъ предѣлахъ, въ которыхъ оно измѣняется, въ какомъ-нибудь данномъ мѣстѣ, на примѣръ въ Одессѣ, то опредѣленіе поправки можно произвести путемъ сравненія показаній анероида и ртутнаго барометра. Съ этой цѣлю, станемъ одновременно отсчитывать, при различныхъ давленіяхъ

и различныхъ температурахъ, показанія anerоида, ртутнаго барометра и термометра и находитъ поправки, т. е. разности между показаніями anerоида и ртутнаго барометра :

время наблюденія	показанія		поправка анероида въ мм.	температура
	анероида въ мм.	ртутн. баром. въ мм.		
1 мая	755.6	756.0	+0.4	16°.0
2 »	750.1	751.0	+0.9	16.4
3 »	746.8	747.8	+1.0	17.0
4 »	756.4	756.9	+0.5	18.0
5 »	762.8	762.7	+0.1	18.3

и т. д.

Допустимъ, что всего произведено 30 сравненій. Этими наблюденіями можно воспользоваться различными способами. Прежде всего, наблюденія дадутъ критеріумъ, по которому можно судить о качествѣ anerоида. Если поправки рѣзко измѣняются, идутъ неправильными скачками и даже мѣняютъ знакъ при непрерывномъ, напримѣръ поступательномъ, ходѣ давленія, то, очевидно, anerоидъ принадлежитъ къ плохимъ вземплярамъ и не можетъ быть обращенъ въ *измѣрительный* приборъ. Но допустимъ, что такихъ неправильностей въ измѣненіяхъ anerоида не замѣчается. Въ этомъ случаѣ, мы можемъ, во-первыхъ, ограничиться нахожденіемъ *общей средней* поправки; для этого, стоитъ только найти среднее арифметическое четвертаго и пятаго столбцовъ; пусть эти среднія соответственно равны +0.3 мм. и 17°.1. Следовательно, *средняя* поправка нашего anerоида равна +0.3 мм. при *средней* температурѣ 17°.1. Для опредѣленія поправки при всякой другой температурѣ, нужно принять въ расчетъ, равнѣ опредѣленный, температурный коэффициентъ.

Но можно всѣ наблюденія распределить на группы. Къ первой группѣ отнести всѣ наблюденія, произведенныя при давленіяхъ, напримѣръ отъ 730 до 739 мм. включительно; ко второй группѣ—наблюденія при давленіяхъ отъ 740 до 749 мм. и т. д. и для каждой группы найти среднюю поправку. При достаточномъ числѣ наблюденій, можно еще эти группы распределить на подгруппы по температурамъ: отъ 10° до 14°, отъ 15° до 20° и т. д. Такимъ путемъ мы получимъ поправку для отдѣльныхъ группъ давленій и разныхъ температуръ.

Гораздо удобнее составить общую формулу для вычисления поправки при всякомъ данномъ давленіи и великой данной температурѣ. Допустимъ, что анероидъ показываетъ 760 мм. и температура его равна 10° ; пусть соответствующая поправка будетъ p . Положимъ, далѣе, что *измѣненіе* этой поправки

при измѣненіи анероида на 1 мм. равно a мм.,
 » » температуры его на 1° равно b мм.,
 суточное же измѣненіе поправки составляетъ c мм.

Очевидно что если, спустя k дней, нашъ анероидъ показалъ h мм., а температура его была t° , то поправка выразится слѣдующимъ образомъ :

$$P = p + a(760 - h) + b(10 - t) + ck.$$

По этой формулѣ можно опредѣлить поправку, если будутъ извѣстны коэффициенты p , a , b и c . Эти коэффициенты можно вычислить способомъ наименьшихъ квадратовъ, изъ произведенныхъ сравненій. Для первой пары наблюденій имѣемъ

$$P = +0.4, h = 755.6, t = 16^{\circ}.0, k = 0;$$

для второй пары

$$P = +0.9, h = 750.1, t = 16^{\circ}.4, k = 1; \quad \text{и т. д.}$$

На этомъ основаніи можно написать рядъ уравненій :

$$0.4 = p + a(760 - 755.6) + b(10 - 16.0)$$

$$0.9 = p + a(760 - 750.1) + b(10 - 16.4) + c.1 \quad \text{и т. д.}$$

Такихъ уравненій съ 4-мя неизвѣстными p , a , b и c получимъ столько, сколько сдѣлаю сравненій. Остается поступить такъ, какъ это было указано при разработкѣ записей термографа (стр. 428), т. е. составить 4 нормальныхъ уравненій и изъ нихъ опредѣлить неизвѣстныя p , a , b и c . Составленную формулу, для удобства вычисленія, можно разложить въ таблицы.

До сихъ поръ мы, для опредѣленія поправокъ, сравнивали показанія анероида съ показаніями ртутнаго барометра. Этимъ путемъ мы можемъ опредѣлить поправки только въ тѣхъ предѣлахъ, въ какихъ происходятъ колебанія барометра въ мѣстѣ

наблюдения. Въ Одессѣ, напримѣръ, на уровнѣ станціи барометръ никогда не опускался ниже 729 мм. Между тѣмъ, анероиды применяются при гипсометрическихъ съемкахъ горъ, гдѣ давленіе падаетъ до 700, 650 мм. и ниже. Для опредѣленія полной поправки, нужно имѣть особый приборъ, въ которомъ бы можно было искусственно понижать давленіе и измѣнять температуру въ возможно болѣе широкихъ предѣлахъ. Такой приборъ (фиг. 147) изготовляется механикомъ Fuess'омъ въ Берлинѣ. Приборъ состоитъ изъ открытой металлической коробки съ двойными стѣнками, между которыми можно заставить циркулировать воду различной температуры. Коробка закрывается хорошо отшлифованной толстой пластинкой стекла. Коробка соединена съ ртутнымъ насосомъ, помощью котораго можно въ ней измѣнять упругость воздуха. Эти измѣненія упругости измѣряются особымъ ртутнымъ манометромъ. Заставляя циркулировать воду различной температуры между двойными стѣнками коробки, можно измѣнять температуру испытуемаго анероида. Изученіе анероида производится слѣдующимъ образомъ. Испытуемый приборъ кладутъ въ коробку и отмѣчаютъ показаніе ртутнаго барометра, анероида и термометра, помѣщеннаго также внутри коробки. Пусть показаніе анероида равно 755.8 мм., ртутнаго барометра—756.0 мм., а температура 18°; слѣдовательно, придерживаясь прежняго обозначенія, имѣемъ

$$P=0.2, h=755.8, t=18^{\circ} \text{ и } k=0.$$

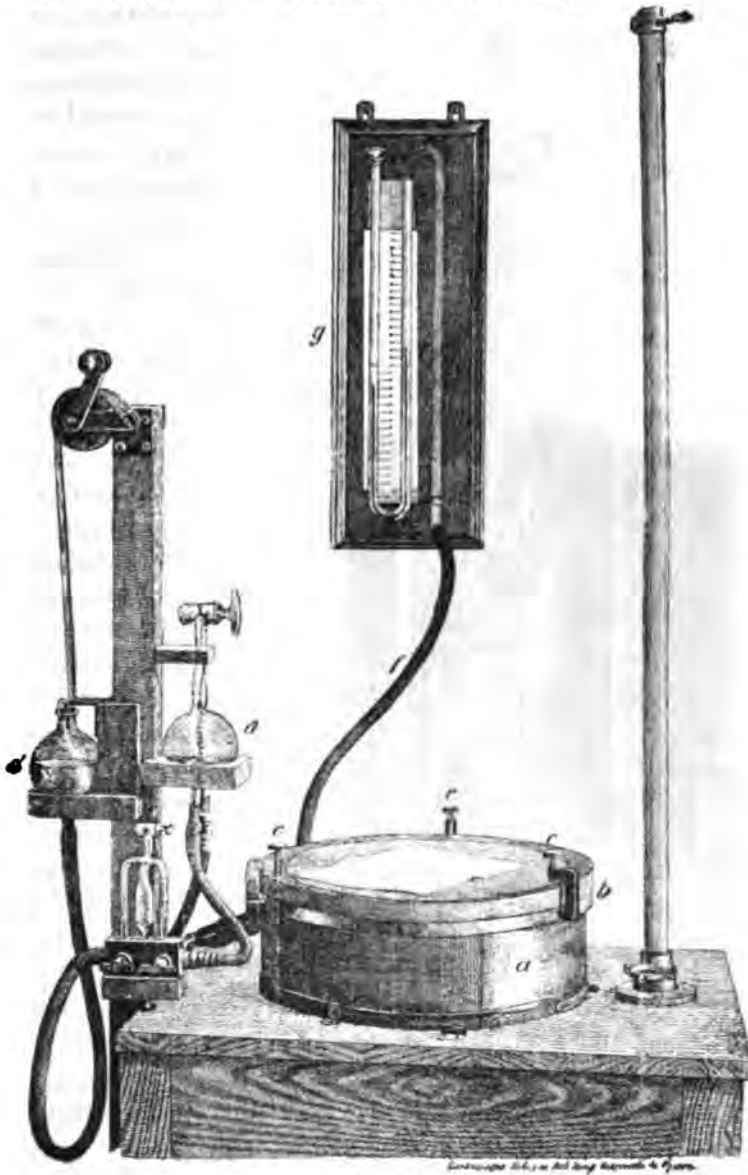
$$\text{и } 0.2=p+a(760-755.8)+b(10-18).$$

Затѣмъ, слегка разрѣжаемъ воздухъ въ коробкѣ и измѣняемъ температуру циркулирующей воды. Положимъ, что анероидъ показываетъ теперь 751.4 мм., манометръ въ открытомъ колѣнѣ понизился на 4 мм., а термометръ показываетъ 20°. Если наружное давленіе, измѣряемое ртутнымъ барометромъ, осталось безъ измѣненія (756.0 мм.), то очевидно, что истинное давленіе внутри коробки равно $756.0-4.0=752.0$ мм. Такимъ образомъ, для втораго сравненія имѣемъ:

$$P=+0.6, h=751.4, t=20^{\circ}, k=1,$$

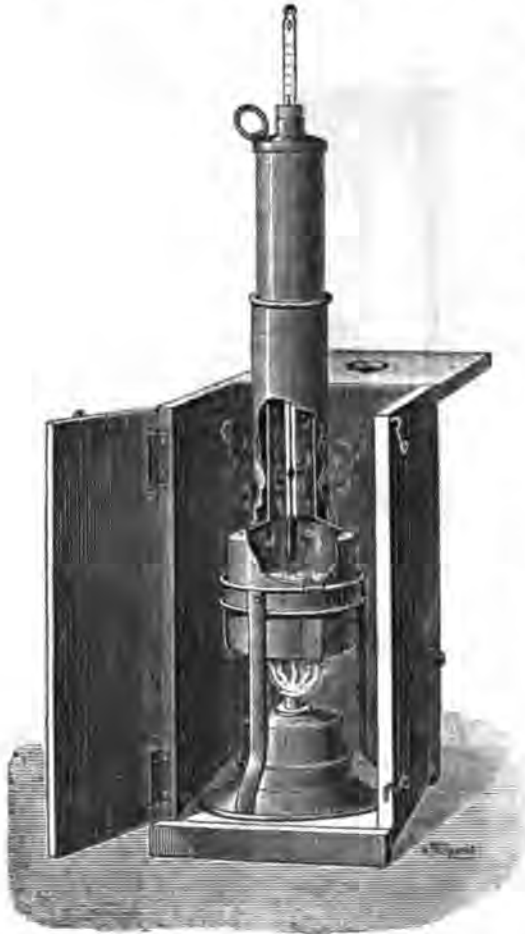
$$\text{и } 0.6=p+a(760-751.4)+b(10-20)+k. 1$$

Такихъ уравненій составимъ столько, сколько сдѣлано сравненій и изъ этихъ уравненій опредѣлимъ, по способу наименьшихъ квадратовъ, неизвѣстные коэффициенты p , a , b и c . Полученную формулу можно разложить въ таблицы.



Фиг. 147.

Гипсотермометры. Третий способ определения давления вытекает из того общезвестного факта, что упругость паров кипящей воды равна внешнему давлению. Но упругость насыщенных водяных паров при различных температурах точно определена. Оста-



Фиг. 148.

ется, следовательно, измерить непосредственно температуру паров кипящей воды и в таблицах найти соответствующую упругость, выраженную в миллиметрах ртутного столба. Эта упругость и даст нам давление воздуха. Для определения температуры кипения применяется *гипсометрический кипятильник* (фиг. 148). Способ этот может дать очень точные результаты при условии крайней чувствительности и точности термометра. Как велика должна быть чувствительность термометра можно видеть из следующего.

Вблизи 100° изменение давления на 0.27 мм. изменяет точку кипения на $0^{\circ}.01$; таким образом, если мы желаем, при помощи гипсотермометра, определять давление с точностью до 0.1 мм., то необходимо, чтобы наш термометр измерял температуру с точностью до $\frac{1^{\circ}}{300}$. Показания гипсотермометра

(такъ же какъ и анероида) не зависятъ отъ напряженія тяжести; въ виду этого, Мohn предложилъ примѣнять его для опредѣленія измѣненій силы тяжести. Новѣйшія таблицы для опредѣленія упругости водяныхъ паровъ изданы недавно Wiebe¹⁾).

Приведемъ еще числа, показывающія, какъ постепенно измѣняется температура кипѣнія воды по мѣрѣ поднятія надъ земной поверхностью:

давленіе въ мм.	высота въ метрахъ	точка кипѣнія
760.00	0	100°
707.27	570	98
657.66	1150	96
611.00	1740	94
567.14	2340	92
525.95	2940	90
487.28	3550	88
451.01	4170	86
417.02	4800	84.

Для повѣрки гипсотермометровъ служатъ приборъ, изготовленный Fuess'омъ въ Берлинѣ и подробно описанный въ журналѣ «Zeitschrift für Instrumentenkunde, Januarheft», 1891, S. 1²⁾).

Измѣреніе мелкихъ колебаній давленія. Въ послѣднее время обращено серьезное вниманіе на изученіе мелкихъ, такъ сказать, микроколебаній различныхъ метеорологическихъ элементовъ. Въ виду этого, понадобились приборы, отличающіеся крайней чувствительностью. Такіе приборы пивются и для регистрированія мелкихъ колебаній давленія. Фирма братьевъ

¹⁾ Wiebe. Tafeln über die Spannkraft des Wasserdampfes zwischen 76° und 101°.5. Braunschweig. 1903.

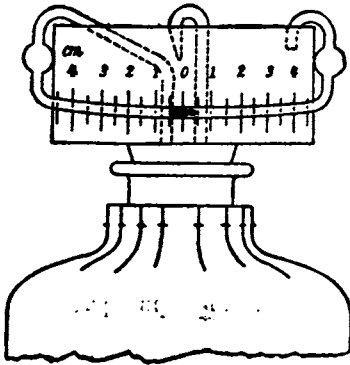
²⁾ Вообще же подробное описаніе разнообразныхъ приборовъ, служащихъ для измѣренія давленія и опредѣленія ихъ поправокъ, можно найти въ сочиненіяхъ:

a) Hartl. Anleitung zum trigonometrischen und barometrischen Höhenmessungen. Wien. 1884.

b) Schreiber. Handbuch der barometrischen Höhenmessungen. 1883.

Ришаръ конструировала особые, крайне чувствительные, металлические барометры (статоскопы), устройство которыхъ въ общемъ, сходно съ устройствомъ обыкновенныхъ ришаровскихъ.

Neumer-Altenek предложилъ измѣрять мелкія колебанія, выходя изъ того положенія, что если известная масса воздуха, находящаяся въ замкнутомъ пространствѣ, сообщается съ наружнымъ воздухомъ при помощи капилляра, то выравниваніе внутренняго и вѣшняго давленій происходитъ очень медленно и, во всякій данный моментъ, между вѣшнимъ и внутреннимъ давленіемъ существуетъ нѣкоторая разниця. На этомъ основаніи, приборъ состоитъ (фиг. 149)



Фиг. 149.

изъ стеклянной банки, окруженной непроводникомъ для предохраненія отъ вліянія быстрыхъ измѣненій вѣшной температуры. Въ пробку, плотно входящую въ горлышко банки, вставлены двѣ трубки: одна оканчивается капилляромъ; другая — изогнута, какъ показано на чертежѣ. Въ горизонтальной части этой трубки находится капля нести (индексъ). Такъ какъ выравниваніе упругости между вѣш-

нимъ и внутреннимъ воздухомъ идетъ весьма медленно, то всякое *быстрое* измѣненіе давленія во вѣшной средѣ тотчасъ же нарушить равновѣсіе и индексъ будетъ перемѣщаться то вправо, то влево. Перемѣщеніе индекса служитъ мѣрою измѣненій вѣшняго давленія.

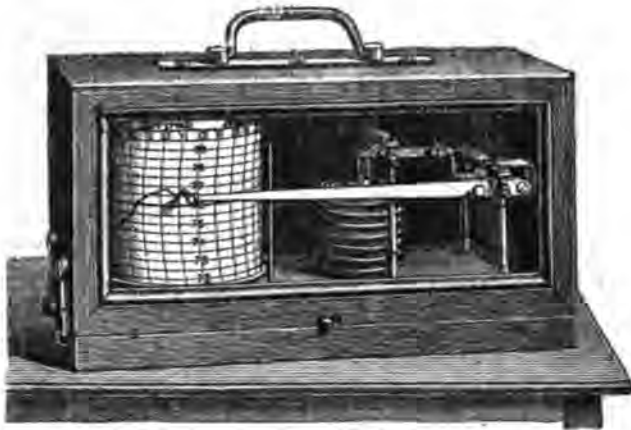
Для измѣренія мелкихъ колебаній давленія можетъ служить также высотомѣръ Менделѣева. Въ высотомѣрѣ Менделѣева, въ известномъ моментъ, герметически выдѣляется, въ особой камерѣ, нѣкоторый объемъ воздуха. Камера снабжена нестягивымъ манометромъ, открывающимся во вѣшнюю среду. При всякомъ измѣненіи вѣшняго давленія, несть въ манометрѣ, указывающая на разность между вѣшнимъ и внутреннимъ давленіемъ, будетъ перемѣщаться и перемѣщенія эти пропорціональны измѣненіямъ вѣшняго давленія.

Сущестственный недостатокъ приборовъ, служащихъ для

измѣренія весьма малыхъ колебаній давленія, заключается въ томъ, что они крайне чувствительны къ измѣненіямъ температуры, и на практикѣ крайне трудно, почти невозможно, отдѣлать измѣненія, вызванныя температурой отъ колебаній, обусловленныхъ измѣненіями давленія.

Регистрирующіе барометры. Для записыванія непрерывныхъ измѣненій давленія служатъ *самотпишущіе барометры или барографы.*

1) Металлическій барографъ Рижара (фиг. 150) состоитъ изъ ряда коробокъ, напоминающихъ коробки анероида и наложенныхъ другъ на друга. Верхняя крышка верхней коробки



Фиг. 150.

перемѣщается вверхъ и внизъ при измѣненіяхъ давленія, и эти перемѣщенія передаются рычагу, на концѣ котораго находится перо. Барометръ этотъ подробно описанъ въ «Инструкціи Главной Физической обсерваторіи».

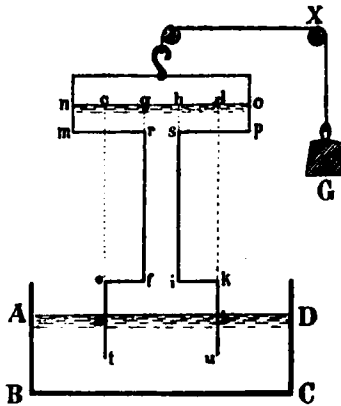
2) Фотографически-регистрающій барографъ системы Кью (фиг. 115).

3) Печатающій приборъ Теорелли.

Основы этихъ двухъ приборовъ изложены въ главѣ X (стр. 421—424).

4) Барографы Wild'a, Sprung'a и Неклѣвича, основанные на принципѣ вѣсового барометра.

Принципъ вѣсового барометра. Представимъ себѣ (фиг. 151) чашечный барометръ *ВСю*. Трубка его поддерживается нитью, перекинутою черезъ блокъ *x*, на другомъ концѣ которой прирѣплена грузъ *G*. Какъ великъ грузъ *G*, который можетъ уравновѣсить барометрическую трубку съ ртутью? Чтобы опредѣлить этотъ грузъ, нужно разсмотрѣть всѣ давленія, которыя претерпѣваетъ барометрическая трубка; алгебраическая сумма ихъ очевидно будетъ равна вѣсу *G*.



Фиг. 151.

На приборъ нашъ дѣйствуютъ слѣдующія силы: 1) вѣсъ *P* стеклянной трубки; 2) давленіе воздуха, сверху внизъ, измѣряемое вѣсомъ столба ртути *acdb*; 3) давленіе столбовъ ртути *ngrm* и *hops* на горизонтальныя стѣнки *mr* и *sp* по тому же направленію; 4) давленіе, снизу вверхъ, равное вѣсу столбовъ ртути *efgc* и *ikhd*; 5) давленіе, снизу вверхъ, равное вѣсу ртути, вытѣсненной стѣнками трубки *at* и *bu*, погруженными въ жидкость. Суммируя

всѣ эти давленія и пренебрегая давленіемъ ртути, вытѣсненной стѣнками, найдемъ, что грузъ *G* долженъ равняться вѣсу стекла, сложенному съ вѣсомъ столба ртути *aefrmtoprsikb* (вѣсомъ всей поднятой въ барометръ ртути). Такимъ образомъ, при измѣненіяхъ давленія, должно измѣняться равновѣсіе всей нашей системы. Прикрѣпимъ нашу трубку на оконечности одного плеча вѣсовъ, а на другомъ концѣ повѣсимъ соответствующій противовѣсъ. Очевидно, что, при измѣненіяхъ давленія, коромысло вѣсовъ будетъ наклоняться то въ одну, то въ другую сторону. Если въ серединѣ коромысла вѣсовъ прикрѣпить стрѣлку, которая двигалась бы передъ дугой, раздѣленной, опытнымъ путемъ, на части, то дѣленіе, указанное въ извѣстный моментъ стрѣлкой, дастъ намъ соответствующее давленіе.

Вагографъ Вильда. На выше изложенномъ принципѣ Вильдъ построилъ свой регистрирующій вагографъ. Въ приборѣ Вильда, къ серединѣ коромысла вѣсовъ прикрѣплена стрѣлка, конецъ которой снабженъ (перпендикулярно къ ней) вѣрanda-

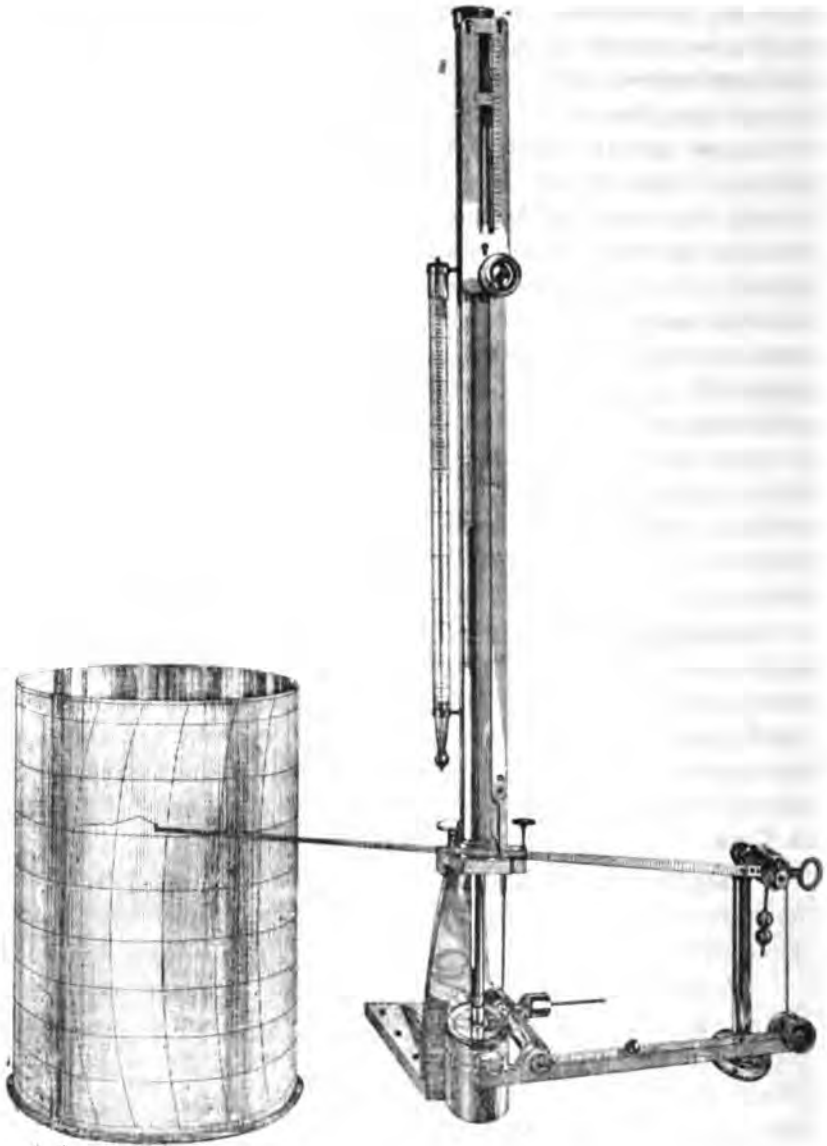
шемъ или штифтикомъ. Передъ концомъ его движется бумажная лента. Если высота барометра не измѣняется, то вѣсы находятся въ равновѣсіи, и карандашъ чертитъ прямую линію; но если, въ теченіе известнаго времени, давленіе увеличивается или уменьшается, вслѣдствіе чего коромысло наклонится въ ту или другую сторону, то карандашъ чертитъ на бумажной лентѣ нѣкоторую кривую линію. Въ барометрѣ Вильда штифтикъ не постоянно прикасается къ бумагѣ, а только придавливается къ ней, помощью известнаго механизма, черезъ равныя промежутки времени. Штифтикъ, ставящій точки на бумагѣ, находится между вилокъ, прикрѣпленныхъ къ рычагу, могущему качаться около нѣкоторой осн. Къ этому рычагу прикрѣпленъ якорь, находящійся передъ полюсами электромагнита. Черезъ каждыя 10 минутъ токъ замыкается, якорь притягивается къ электромагниту, и, слѣдовательно, рычагъ наклоняется; вѣсты съ нимъ опускаются вилки, и штифтикъ, придавливаясь къ бумагѣ, оставляетъ на ней точку; въ то же время, токъ прерывается, и штифтикъ отходитъ отъ бумаги. Описанный механизмъ вращаетъ въ то же время валики и приводитъ въ движеніе бумагу¹⁾.

Барографъ Неклѣвича. Въ барографѣ Неклѣвича (фиг. 152) барометрическая трубка укрѣплена неподвижно, а чашка подвѣшена на плечѣ вѣсовъ. Въ приборѣ этомъ можно мѣнять чувствительность. Въ барографѣ Неклѣвича, функционирующемъ въ метеорологической обсерваторіи Новороссійскаго университета, паденію давленія на 1 мм. соответствуетъ перемѣщеніе стрѣлки на 7 мм.

Разработка барограммъ. Разработка лентъ барографа (барограммъ) совершенно тождественна съ разработкой лентъ термографа, изложенной подробно въ главѣ X (стр. 429).

Мелкія колебанія барометра. Изучая непрерывныя измѣненія давленія при помощи чувствительныхъ приборовъ, легко подмѣтить ту же особенность, которая была раньше констатирована для солнечной радіаціи и температуры воздуха: переходъ отъ одного состоянія давленія въ непосредственно слѣ-

¹⁾ Описаніе барографа Sprung'a смотр. Sprung. Lehrbuch der Meteorologie, S. 397.



Фиг. 152.

дующее совершается не плавно, а путемъ ряда колебаній или, какъ бы, дрожаній. Амплитуды и періоды этихъ мелкихъ колебаній крайне неправильны и измѣнчивы. Эти дрожанія особенно рѣзки при неустойчивомъ состояніи давленія, при быстрыхъ его переходахъ отъ высокаго къ низкому или обратно. Установившееся высокое давленіе наиболее свободно отъ этихъ пульсацій. О характерѣ этихъ дрожаній можно судить по чертежу 153, представляющему одну изъ записей статоскопа Ришара. Дро-



Фиг. 153.

жанія совершались въ предѣлахъ 1.5 мм. при весьма короткомъ періодѣ колебаній.

Барометръ испытываетъ, далѣе, постоянныя измѣненія болѣе крупнаго масштаба, измѣненія, тѣсно связанныя съ основными, какъ общими такъ и мѣстными, движеніями нашей атмосферы. Но на фонѣ всѣхъ этихъ колебаній можно подмѣтить и, путемъ среднихъ чиселъ, выдѣлать измѣненія, имѣющія характеръ періодичности—*суточные* и *годовые*.

Суточные колебанія давленія. Суточные измѣненія давленія существенно отличаются отъ суточныхъ измѣненій температуры тѣмъ, что они, въ теченіе сутокъ, имѣютъ *два максимума* и *два минимума*. Наибольшую правильность они обнаруживаютъ въ тропическомъ поясѣ, гдѣ колебанія эти могутъ быть констатированы наблюденіями даже одного дня; но, по мѣрѣ удаленія отъ экватора, правильность ихъ все болѣе и болѣе замаскировывается и можетъ быть открыта лишь методомъ среднихъ чиселъ изъ болѣе или менѣе длиннаго ряда наблюденій. На чертежѣ 154 представлена копія записи, полученной барографомъ

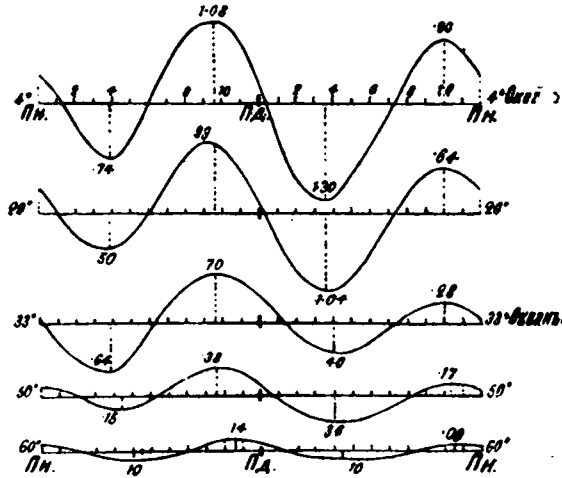
Ришара, на одномъ изъ пароходовъ Добровольнаго флота на пути изъ Дальняго Востока 29 января—2 февраля 1903 года. Въ тропическомъ поясъ эти колебанія имѣютъ наибольшую амплитуду (2—3 мм.); амплитуда уменьшается къ полюсамъ. Колебанія связаны съ солнечнымъ временемъ, а не съ луннымъ; слѣдовательно, допущеніе, что эти колебанія аналогичны океаническимъ «приливамъ и отливамъ» исключается. Объ общемъ характерѣ этихъ колебаній можно судить по слѣдующей таблицѣ, въ которой показаны *отклоненія* давленія въ различные часы дня отъ *средняю* стоянія :

	Тихій океанъ 4°.5 с. ш.	Океанъ 33°.5 с. ш.	S. Martin 43°.5 с. ш.	Urvala 59°.52 с. ш.
полдень	0.42 » »	0.07 » »	0.27 » »	0.11 » »
2 часа	—0.27 » »	—0.48 » »	—0.02 » »	0.03 » »
4 »	—0.74 » »	—0.64 » »	—0.27 » »	—0.06 » »
6 »	—0.05 » »	—0.05 » »	—0.11 » »	—0.07 » »
8 »	0.94 » »	0.49 » »	0.20 » »	0.04 » »
10 »	1.07 » »	0.69 » »	0.35 » »	0.16 » »
полночь	0.23 » »	0.39 » »	0.04 » »	0.07 » »
2 час.	—1.00 » »	—0.13 » »	—0.34 » »	—0.09 » »
4 »	—1.30 » »	—0.40 » »	—0.47 » »	—0.17 » »
6 »	—0.55 » »	—0.27 » »	—0.21 » »	—0.13 » »
8 »	0.27 » »	0.10 » »	0.15 » »	0.01 » »
10 »	0.89 » »	0.28 » »	0.41 » »	0.10 » »
среднее	0.64 » »	0.33 » »	0.24 » »	0.09 » »

Графически суточный ходъ давленія въ различныхъ широтахъ представленъ на фиг. 155. Изъ таблицы и чертежа видно, что, въ общемъ, первый минимумъ наступаетъ между 3 и 4 часами утра, за которымъ слѣдуетъ первый максимумъ около 9—10 ч. утра; второй минимумъ наблюдается въ 3—4 часа пополудни, а второй максимумъ въ 9—10 часовъ вечера. Рыкачевъ открылъ существованіе, въ зимніе мѣсяцы умирнаго пояса, третьяго слабого максимума въ ночные часы. Объ волны давленія несимметричны. Дневное колебаніе почти вездѣ больше ночного. Послѣполуденный минимумъ глубже утренняго. Утрен-

ний максимумъ выше вечерняго. Въ частности въ Одессѣ, суточный ходъ давленія совершается въ слѣдующихъ предѣлахъ:

	высота барометра въ мм.	отклоненіе отъ средняго въ мм.	время наступленія
первый минимумъ . .	758.69	-0.14	4 час. утра
» максимумъ . .	759.16	+0.33	10 » »
второй минимумъ . .	758.55	-0.28	4 » пополудни
» максимумъ . .	758.93	+0.10	10 » »



Фиг. 155.

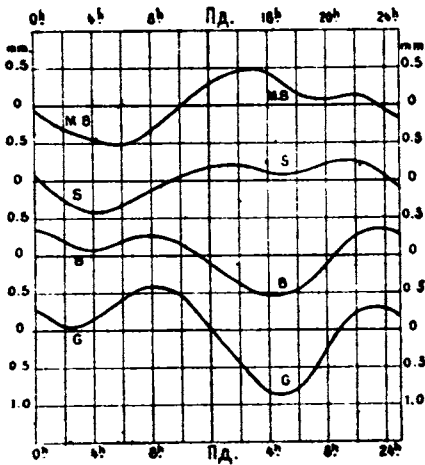
Среднее стояніе барометра равно 758.83 мм.; дневная амплитуда составляетъ 0.61 мм., ночная—0.24 мм., а полная—0.61 мм.

Сопоставляя суточный ходъ давленія въ различныхъ пунктахъ, нетрудно убѣдиться, что характеръ его зависитъ отъ мѣстныхъ условій и метеорологическихъ факторовъ. Суточный ходъ на островахъ и берегахъ, особенно лѣтомъ, отличается тѣмъ, что послѣполуденный минимумъ ослабленъ, а утренній—усиленъ. Утренній максимумъ, въ сравненіи съ вечернимъ, развитъ меньше; наступленіе утренняго максимума запаздываетъ до 1 ч. дня. Въ долинахъ послѣполуденный минимумъ очень глубокъ, а утренній слабъ; замѣчательно также раннее наступленіе и усиленіе утренняго максимума, запозданіе и незначи-

тельность вечерняго максимума. На склонахъ и на вершинахъ горъ обнаруживаются, по отношенію къ соседнимъ, болѣе низкія мѣстамъ, тѣ же особенности, какія отмѣчены на береговыхъ станціяхъ по отношенію къ внутренности страны, т. е. утренній минимумъ очень глубокъ, послѣполуденный—ослабленъ. Точки поворота въ тропическихъ странахъ остаются безъ измѣненія. Въ болѣе высокихъ широтахъ утренній максимумъ запаздываетъ, а послѣполуденный минимумъ наступаетъ въ 5 часовъ (фиг. 155).

Суточный ходъ давленія претерпѣваетъ сильное видоизмѣненіе съ высотой:

	1 минимумъ		1 максимумъ		2 минимумъ	
	время	отклон.	время	отклон.	время	отклон.
Schafberg (1780 метр.)	5—6 ч. а	—0.35	11 ч. а	0.19	5 ч. р	—0.09
Obir (2040 метр.)	5—6 ч. а	—0.38	полд.	0.24	6 ч. р	—0.12
Säntis (2500 метр.)	5—6 ч. а	—0.44	1 ч. р	0.17	5½ ч. р	0.07
Sonnblick (3100 метр.)	5—6 ч. а	—0.50	3 ч. р	0.22	6 ч. р	0.12



Фиг. 156.

Вліяніе высоты можно видѣть на фиг. 156, на которой представленъ суточный ходъ давленія въ іюль 1887 года въ Женевѣ (408 метровъ высоты, кривая G), въ Бернѣ (573 метр., кривая B), на Säntis (2467 метр., кривая S) и на Монбланѣ (4811 метровъ, кривая MB).

Изъ этой таблицы видно, что на горахъ суточный ходъ давленія видоизмѣняется до неузнаваемости. Въ дневные часы барометръ стоитъ выше, а въ ночные—ниже, такъ что кривая давленія похожа на кривую температуръ.

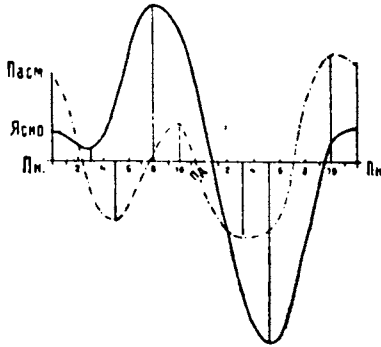
Въ дневные часы барометръ стоитъ выше, а въ ночные—ниже, такъ что кривая давленія похожа на кривую температуръ.

Утренній максимумъ и послѣполуденный минимумъ съ высотой запаздываютъ ¹⁾).

Въ нашихъ широтахъ суточный ходъ зависитъ отъ времени года и состоянія погоды, особенно отъ степени облачности. Напримѣръ, въ Цюрихѣ:

	1-й мин.	1-й макс.	2-й мин.	2-й макс.	ампл.
ясно . . .	-0.06	0.61	-0.71	0.12	1.32
	2 ч. а	8 ч. а	6 ч. р	полночь	—
пасмурно	-0.22	0.15	-0.29	0.42	0.71
	4 ч. а	10 ч. а	4 ч. р	10 ч. р.	—

Въ пасмурные дни амплитуды меньше, точки поворота придвинуты къ полудню, и весь суточный ходъ выраженъ рѣзче. На фиг. 157 изображенъ суточный ходъ давленія въ дни ясные



Фиг. 157.

и пасмурные въ среднихъ широтахъ. Въ тропическомъ поясѣ, въ дождливое время, амплитуды уменьшаются, а точки поворота остаются безъ измѣненія.

Въ среднихъ и высшихъ широтахъ, при переходѣ отъ зимы къ лѣту, критическія точки отодвигаются отъ полудня, къ зимѣ онѣ приближаются къ полудню; кромѣ того, зим-

нія амплитуды меньше лѣтнихъ. Напримѣръ, въ Вѣнѣ, часы поворотовъ въ январѣ: 6 ч. утра, 10 ч. утра, 2 ч. пополудни, 10 ч. вечера; въ юльѣ: 4 ч. утра, 8 ч. утра, 5 ч. пополудни, 12 ч. (полночь). Что касается амплитуды колебаній въ Вѣнѣ, то она въ январѣ равна 0.75 мм., а въ юльѣ 1.2 мм.

Попытки объясненія суточного хода. До настоящаго времени, не существуетъ строгаго объясненія суточного колебанія давленія. Большая часть метеорологическихъ явленій обусловлена дѣйствіемъ солнечной энергіи и связана съ суточными измѣненіями температуры. Но суточное измѣненіе температуры

¹⁾ Hann. Lehrbuch der Meteorologie. 1906. S. 114.

имѣетъ одинъ максимумъ и одинъ минимумъ, между тѣмъ, въ ходѣ давленія наблюдается два максимума и два минимума. По Ramond'у, надъ наиболѣе нагрѣтымъ меридіаномъ, воздухъ подымается и стекаетъ вправо и влево, образуя барометрическій минимумъ, какъ бы въ рамкѣ двухъ максимумовъ; ночной минимумъ есть только *относительный* минимумъ между двумя максимумами, усиленный выпаденіемъ части паровъ изъ атмосферы, вслѣдствіе образованія росы или инея. Объясненіе Еэру и Kreil'я, принятое позже Walford'омъ, основывается на томъ соображеніи, что барометръ можно разсматривать какъ манометръ, измѣряющій во всякій данный моментъ *мѣстную* упругость воздуха. Съ утра начинается быстрое повышеніе температуры, особенно около 8—10 ч. утра, вслѣдствіе чего сильно увеличивается упругость въ нижнихъ слояхъ атмосферы. Далѣе начинается восходящее теченіе, понижающее давленіе. Вечерній максимумъ есть результатъ нисходящихъ теченій, вызванныхъ охлажденіемъ и обуславливающихъ сжатіе нижнихъ слоевъ воздуха. Но достаточно привести два—три факта, чтобы видѣть, что это объясненіе неприемлемо. И дѣйствительно. Утренній максимумъ разсматривается, какъ результатъ быстрого возрастанія температуры съ утра къ полудню, вслѣдствіе чего увеличивается упругость нижнихъ слоевъ. Очевидно, что тамъ, гдѣ это нарастаніе идетъ быстрѣе, утренній максимумъ долженъ быть выраженъ рѣзче. Среднее часовое приращеніе температуры надъ океаномъ не болѣе 0°.2, а въ Нукусѣ оно равно 2°.1; между тѣмъ, надъ океаномъ утренній максимумъ даже больше, чѣмъ въ Нукусѣ. Ночной минимумъ надъ океаномъ не меньше, а иногда и больше, чѣмъ надъ сушей¹⁾:

		1 мѣс.	1 макс.	2 мѣс.	2 макс.
океанъ	0° с. ш.	—0.74 мм.	1.08 мм.	—1.30 мм.	0.89 мм.
»	10° с. ш.	—0.68 »	0.89 »	—0.98 »	0.75 »
»	33°.5 с. ш.	—0.64 »	0.69 »	—0.40 »	0.28 »
Нукусъ	42°.5 с. ш.	—0.21 »	0.71 »	—0.48 »	0.09 »

Довольно долго держалось въ метеорологіи объясненіе суточного хода, исходной точкой котораго приняты были слѣ-

¹⁾ Hann. Lehrbuch der Meteorologie. Leipzig. 1905. S. 145.

дующія соображенія. Барометръ измѣряетъ давленіе всей атмосферы. Но въ составъ атмосферы входитъ сухой воздухъ и пары воды. Поэтому, рассматривали, что общее давленіе B слагается изъ давленія B_1 сухого воздуха и давленія B_2 паровъ, т. е. $B=B_1+B_2$. Разсмотримъ ближе вліяніе температуры на каждое изъ слагаемыхъ. При повышеніи температуры въ данной точкѣ земной поверхности (напр., съ восходомъ солнца), нижніе слои воздуха постепенно нагрѣваются, приближаясь къ состоянію неустойчиваго равновѣсія; при извѣстныхъ условіяхъ могутъ образоваться восходящіе токи, уменьшающіе давленіе въ данномъ мѣстѣ. При пониженіи температуры образуются нисходящіе токи, увеличивающіе давленіе. Итакъ, повышение температуры уменьшаетъ первое слагаемое нашей суммы, а пониженіе способствуетъ его увеличенію. Обратное дѣйствіе имѣетъ температура на второе слагаемое. При повышеніи температуры усиливаются процессы испаренія съ поверхности водъ (рѣкъ, озеръ, болотъ и т. под.) и, вмѣстѣ съ тѣмъ, увеличивается второе слагаемое. Пониженіе температуры можетъ вызвать переходъ части паровъ въ жидкое состояніе и, тѣмъ самымъ, уменьшить ихъ общую упругость, т. е. понизитъ второе слагаемое B_2 . Съ точки зрѣнія этихъ допущеній, суточный ходъ, съ чисто качественной стороны, представится намъ въ слѣдующемъ видѣ. Послѣ восхода солнца, начинаются процессы испаренія воды и второй членъ быстро возрастаетъ. Но въ первые часы послѣ восхода, почва нагрѣвается медленно, восходящіе токи еще слабы, и, слѣдовательно, первый членъ или остается безъ измѣненія, или убываетъ весьма медленно. Вся сумма увеличивается—барометръ повышается. Къ 10 час. утра почва сильно нагрѣвается, тенденція къ образованію восходящихъ токовъ возрастаетъ и первый членъ быстро уменьшается. Наступаетъ, наконецъ, моментъ, когда общая сумма достигаетъ своего максимум'а; это первый максимум. Послѣ перваго максимум'а наступаютъ самые жаркіе часы дня. Паровъ въ воздухѣ много, и дальнѣйшее возрастаніе ихъ (т. е. втораго члена) идетъ медленно. Но въ это время первый членъ быстро уменьшается, и вся сумма уменьшается, доходя въ 4 ч. до минимум'а. Послѣ 4 ч. восходящіе токи убываютъ, количество паровъ уменьшается (первое явленіе происходитъ интенсивнѣе втораго), и общая сумма возрастаетъ. Ночью, вслѣдствіе пониженія температуры, большая

часть паровъ, находящихся въ воздухѣ, переходить въ жидкое состояніе; это обстоятельство влечетъ за собой утренній мінимумъ.

Является только вопросъ, можетъ ли сочетаніе двухъ явленій, изъ которыхъ каждое имѣетъ одинъ максимумъ и одинъ мінимумъ, вызвать явленіе съ двумя максимумъами и двумя мінимумъами. Ниже приводимыя произвольныя числа, въ которыхъ однако сохраненъ ходъ измѣненія, соответствующій измѣненію температуры и паровъ, на конкретномъ примѣрѣ поясняютъ намъ возможность такого результата. I-ый рядъ обозначаетъ часы сутокъ, начиная отъ полуночи; II-ой—произвольныя числа, характеризующія измѣненія второго слагаемаго (упругости паровъ); III-й—произвольныя числа, выражающія измѣненія перваго слагаемаго (давленія сухого воздуха); IV-ый—общая сумма.

I	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	пд.
II	6	4	3	3	20	30	40	50	60	70	80	90
III	11	12	12	0	-2	-3	-4	-5	-10	-25	-40	-60
IV	17	16	15	<u>3</u>	18	27	36	45	<u>50</u>	45	40	30
I	1	2	3	<u>4</u>	5	6	7	8	9	10	11	пн.
II	100	110	120	110	90	70	50	40	30	20	10	7
III	-75	-90	-105	-100	-70	-45	-20	0	5	8	9	10
IV	25	20	15	<u>10</u>	20	25	30	<u>40</u>	35	28	19	17.

Но дѣло въ томъ, что это объясненіе, арифметически возможное, основано на допущеніи существованія *самостоятельной* атмосферы паровъ, что рѣшительно опровергается какъ теоріей, такъ и наблюденіями (см. стр. 200).

Нѣкоторый намекъ на возможность болѣе строгаго рѣшенія вопроса о суточныхъ колебаніяхъ давленія даетъ намъ, такъ называемый, гармоническій анализъ. При помощи особаго аналитическаго приѣма, возможно разложить сложное колебаніе известнаго періода на составныя его части. При этомъ разложеніи, мы получаемъ, прежде всего, *первую* періодическую часть; она обнимаетъ всѣ элементы явленія, которые, въ теченіе прежняго періода, проходятъ *одинъ* разъ всѣ возможные значенія; далѣе, выдѣляемъ *вторую* періодическую часть, въ которой всѣ элементы пробѣгаютъ, въ теченіе того же періода, *два* раза всѣ значенія и т. д.

Предложимъ здѣсь элементарный приемъ для разложенія сложнаго суточного колебанія барометра на составныя его части (гармоническіе конститутенты).

Подыщемъ такую эмпирическую формулу, которая бы выражала суточный ходъ давленія. Эта формула должна давать, для различныхъ часовъ сутокъ, періодически повторяющіяся значенія; такому условію удовлетворяетъ тригонометрическая функція. Если высоту барометра въ известный часъ (h) дня обозначимъ черезъ y , то

$$y = a \sin(30 h). \quad (1)$$

И дѣйствительно, если

$$h = 0, 1, 2, 3, 4, \dots, 6, 7, 8, 9, \dots,$$

$$y = 0, \frac{a}{2}, \frac{a\sqrt{3}}{2}, a, \frac{a\sqrt{3}}{2}, \dots, 0, -\frac{a}{2}, -\frac{a\sqrt{3}}{2}, -a, \dots,$$

т. е. величина, вычисленная по формулѣ (1), претерпѣваетъ періодическія колебанія, имѣняясь отъ нѣкотораго максимума a до минимума $-a$; въ теченіе 24 часовъ она проходитъ два раза черезъ максимумъ и два раза черезъ минимумъ. Амплитуда колебаній равна $2a$; періодъ — 24 часа. Такимъ образомъ, формула (1) можетъ служить, приблизительно, аналитическимъ выраженіемъ суточного хода давленія. Примѣнимъ ее къ тропическому поясу. Въ тропическомъ поясѣ средняя амплитуда колебаній равна 2 мм.; слѣдовательно, для тропического пояса формула наша приметъ видъ

$$y = 1, \sin(30 h) = \sin(30 h).$$

Но, вычисляя по этой формулѣ давленія для разныхъ часовъ сутокъ, найдемъ, что первый максимумъ падаетъ на три часа ночи; между тѣмъ, въ дѣйствительности, первый минимумъ имѣетъ мѣсто въ 4 часа утра и равенъ 1.0 мм. Очевидно, что нашу формулу необходимо видоизмѣнить такъ, чтобы, при $h=4$, она давала $y=-1.0$. Для этого остается только видоизмѣнить величину, стоящую подъ знакомъ синуса такимъ образомъ, чтобы

$$y = \sin(30 \times 4 + x) = -1,$$

откуда $x=150^\circ$. Исправленная формула будет имѣть видъ

$$y = \text{Sin}(20h + 150^\circ). \quad (2)$$

Если бы эта формула служила точнымъ выраженіемъ хода суточныхъ колебаній давленія, то, вычисливъ по этой формулѣ давленія и сравнивъ ихъ съ дѣйствительными, мы должны были бы получать тождественныя числа. Оказывается, однако, что этого нѣтъ на самомъ дѣлѣ, и между вычисленными и наблюденными числами существуетъ разниа. Разсматривая эти разности, мы замѣтимъ, что онѣ, въ свою очередь, распределены по нѣкоторому закону: въ одну половину сутокъ разницы положительны, въ другую — отрицательны; начиная отъ полуночи, онѣ возрастаютъ къ 7 час. утра, потомъ уменьшаются до минимума и опять увеличиваются. Наибольшая величина отклоненія отъ средняго равна 0.29 мм. Слѣдовательно, и сама разность можетъ быть выражена кривой съ однимъ суточнымъ максимумомъ (7 час. утра) и однимъ минимумомъ (7 час. веч.). Изъ этого можно заключить, что суточные колебанія давленія обусловливаются не одной, а двумя причинами: одна причина вызываетъ колебанія съ 2-мя максимум'ами и 2-мя минимум'ами (т. е. колебанія полусуточные), другая — суточные. Откуда слѣдуетъ, что формула (2) не вполне выражаетъ явленіе, а только первую часть его. Постараемся выразить еще и вторую часть — суточное колебаніе, зависящее отъ какой то другой причины, періодически, разъ въ сутки, повторяющейся. Разсуждаемъ совершенно такъ же, какъ и прежде: вторая причина вызываетъ періодичность, значитъ, она должна быть выражена тригонометрической формулой. Пусть эта формула будетъ $y_1 = b \text{Sin}(15h)$. Въ этой формулѣ множитель b по прежнему равенъ половинѣ амплитуды, т. е. 0.29 мм.; слѣдовательно, $y_1 = 0.29 \text{Sin}(15h)$. Эта формула должна давать максимумъ въ 7 час. утра. Оказывается, однако, что по ней максимумъ приходится на 6 час. Стало быть, подъ знакомъ синуса нужно прибавить какую то величину такъ, чтобы $y = 0.29 \text{Sin}(15 \times 7 + x_1) = 0.29$; откуда $x_1 = -15^\circ$ или 345° (дополненіе до 360°). Значитъ, второй гармоническій конституэнтъ будетъ

$$y_1 = 0.29 \text{Sin}(15h + 345^\circ). \quad (3)$$

Такимъ образомъ, мы разложили сложное явленіе на 2 колебанія: одно *полусуточное* и другое *суточное*, и полный ход колебанія барометра окончательно выразится:

$$Y = \text{Sin}(30h + 150') + 0.29 \text{Sin}(15h + 345^\circ). \quad (4)$$

Очевидно, что первая причина могущественнѣе второй, такъ какъ она даетъ полуколебаніе въ 1 мм., а вторая въ 0.29 мм. Можно было бы провѣрить послѣднюю формулу и найти еще третій членъ; но, въ дѣйствительности, вліяніе третьей причины такъ ничтожно, что производимымъ ею колебаніемъ можно пренебречь.

Является вопросъ, какія причины вызываютъ каждое изъ этихъ колебаній? Для рѣшенія его нужно изучить каждый конститuentъ отдѣльно. Сопоставимъ между собою формулы, составленныя для различныхъ станцій:

островъ Jersey	$y = 0.27 \text{Sin}(2t + 144) + 0.04 \text{Sin}(t + 262)$
Valentia	$y = 0.20 \text{Sin}(2t + 146) + 0.22 \text{Sin}(t + 190)$
Kew	$y = 0.24 \text{Sin}(2t + 144) + 0.21 \text{Sin}(t + 20)$
Иркутскъ	$y = 0.26 \text{Sin}(2t + 157) + 0.76 \text{Sin}(t + 5)$
Klagenfurt	$y = 0.27 \text{Sin}(2t + 156) + 0.58 \text{Sin}(t + 23)$
Kalóssa (Венгрія)	$y = 0.25 \text{Sin}(2t + 137) + 0.22 \text{Sin}(t + 357)$
Sántis (ясн. дни)	$y = 0.18 \text{Sin}(2t + 124) + 0.34 \text{Sin}(t + 218)$
Sántis (пасм. дни)	$y = 0.20 \text{Sin}(2t + 130) + 0.23 \text{Sin}(t + 147)$
Sonnblick	$y = 0.18 \text{Sin}(2t + 110) + 0.32 \text{Sin}(t + 182)$

Въ этихъ выраженіяхъ, t —есть время, считаемое отъ полуночи; такъ какъ сутки (1440 минутъ) соотвѣтствуютъ длинѣ періода, то единица времени соотвѣтствуетъ 4 минутамъ, а часъ равенъ 15 единицамъ.

Если произведемъ такое разложеніе для большаго числа пунктовъ, лежащихъ въ различныхъ широтахъ, и сравнимъ между собою ихъ амплитуды и фазы, (добавочный уголъ подъ знакомъ синуса), то замѣтимъ слѣдующее.

1) *Полусуточные* колебанія обнаруживаютъ замѣчательную правильность. Время наступленія точекъ поворота, на всемъ земномъ шарѣ до 60° широты, почти одно и то же (максимумъ

въ 9—10 час. утра и въ 9—10 час. вечера, минимумъ въ 3—4 часа утра и 3—4 часа дня). Волна полусуточного колебанія, съ двумя гребнями, въ теченіе сутокъ обтекаетъ весь земной шаръ. Волна эта у экватора подается нѣсколько впередъ и отстаетъ по мѣрѣ удаленія отъ него. Амплитуды колебаній уменьшаются къ полюсамъ, приблизительно, въ отношеніи квадрата косинуса широты :

широта	0°	10	20	30	40	50	60
амплитуда въ мм. .	0.98	0.92	0.81	0.65	0.46	0.27	0.09.

Амплитуды эти обнаруживаютъ *содовой* ходъ. Онѣ достигаютъ наибольшей и наименьшей величины въ одно и то же время. Максимумъ наступаетъ во время равноденствій, а минимумъ — во время солнцестояній. Но въ июнѣ этотъ минимумъ меньше, чѣмъ въ декабрѣ. Амплитуды, на всемъ земномъ шарѣ, въ перигелии нѣсколько больше, чѣмъ въ афелии. Фазы и амплитуды почти не зависятъ отъ состоянія погоды. Ясно, слѣдовательно, что полусуточное колебаніе имѣетъ общее происхожденіе и не зависитъ отъ земныхъ вліяній.

2) Разсматривая гармоническій конституэнтъ *суточнаю* хода, можно видѣть, что, какъ амплитуды такъ и фазы, весьма различны и мѣняются въ зависимости отъ мѣстныхъ условій. Слѣдовательно, эту суточную волну можно разсматривать, какъ пертурбацию въ полусуточной, и ходъ ея имѣетъ исключительно мѣстное происхожденіе. Нетрудно даже прослѣдить, въ отдѣльныхъ случаяхъ, характеръ этой пертурбации. Напримѣръ, на вершинѣ Монблана, первый максимумъ запаздываетъ до 3 ч. р. и сильно увеличенъ: дневной минимумъ и вечерній максимумъ почти исчезаютъ; кривая представляетъ одинъ максимумъ и одинъ минимумъ, которые почти совпадаютъ съ максимумомъ и минимумомъ дневной температуры. Нетрудно понять этотъ ходъ. Ночью воздухъ охлажденъ, поверхность уровня понижена; количество воздуха, находящагося надъ вершиной уменьшено, слѣдовательно, давленіе понижено. Днемъ имѣетъ мѣсто обратное. Воздухъ расширенъ, поверхность уровня приподнята, количество воздуха надъ вершиной увеличено; слѣдовательно, давленіе выше нормальнаго. Эти измѣненія, чисто *термическаю* свойства, накладываются на общее полусуточное колебаніе и даютъ дѣйствительное измѣненіе давленія на Монбланѣ :

1 мин.	1 макс.	2 мин.	2 макс.
-0.5	0.5	0.1	0.3
5 ч. а	3 ч. р	8 ч. р.	10 ч. р.

Нѣсколько выше мы показали элементарный пріемъ для разложенія періодическаго колебанія на его составныя части. Но существуетъ общій способъ для вычисленія амплитудъ и фазъ отдѣльныхъ гармоническихъ конститuentовъ. Это формула Дамберта-Бесселя.

Вообще, суточная волна можетъ быть объяснена дѣйствиємъ инсоляціи на нижніе слои нашей атмосферы. Подъ дѣйствиємъ этой инсоляціи, происходитъ увеличеніе упругости нижнихъ слоевъ воздуха и образованіе восходящихъ токовъ въ одну половину сутокъ, уменьшеніе упругости и развитіе нисходящихъ токовъ въ другую половину.

Что же касается волны полусуточной, то, до настоящаго времени, не существуетъ удовлетворительнаго объясненія ея происхожденія. Но нельзя сомнѣваться, что и эта волна, своимъ происхожденіемъ, обязана тоже солнечной инсоляціи, такъ какъ ея фазы тѣсно связаны съ мѣстнымъ временемъ, т. е. съ суточнымъ видимымъ движеніемъ солнца. Нельзя, какъ мы уже замѣтили, приписывать ея дѣйствию тяготѣнія, такъ какъ, въ этомъ случаѣ, выступило бы болѣе сильное вліяніе луны, чего наблюденія не обнаруживаютъ.

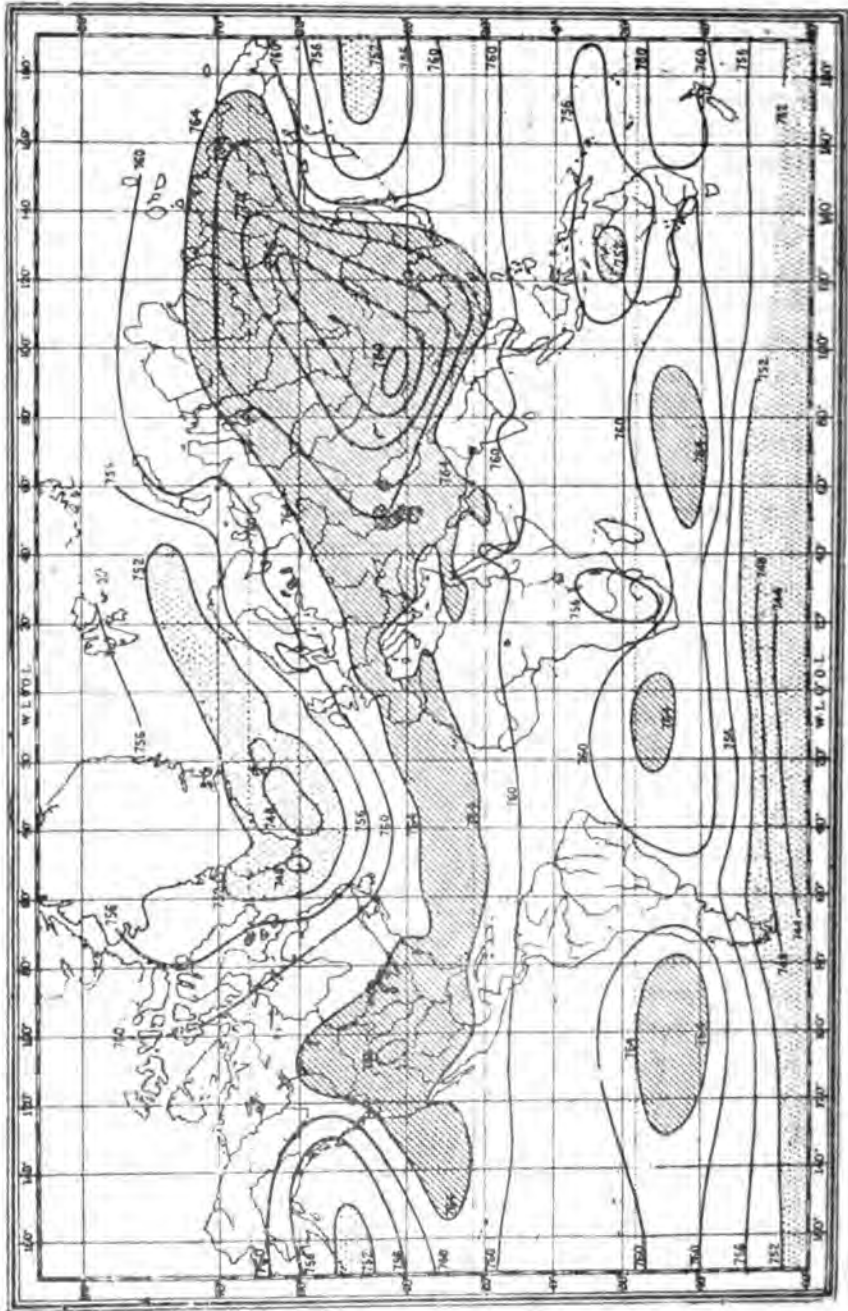
Хотя вопросъ о происхожденіи полнаго суточного колебанія барометра еще далекъ отъ своего окончательнаго рѣшенія, но гармоническій анализъ намѣтилъ путь, по которому должны быть направлены дальнѣйшія изслѣдованія въ этой области.

Распредѣленіе давленія на земной поверхности; барометрической градіентъ. Давленіе распредѣлено на земной поверхности крайне неравномѣрно. Для изученія этого распредѣленія, можно примѣнить тотъ же методъ, который былъ использованъ раньше при изученіи распредѣленія температуры, т. е. картографическій. Нужно нанести на карту давленія, *приведенныя*, помощью формулы барометрическаго нивелированія, къ одному и тому же уровню, на примѣръ, къ уровню океана; точки, имѣющія одно и то же давленіе соединить кривыми линіями—изобарами. Можно построить карту *миновенныхъ изобаръ* для извѣстнаго даннаго момента времени, или карты *пятидневныхъ, мѣсяч-*

мысь или годовыхъ изобаръ, положивъ въ основу ихъ пятидневныя, мѣсячныя или годовыя среднія. Первую карту годовыхъ изобаръ построилъ Репои для Франціи и соеѣднихъ странъ въ 1864 году. Первый опытъ составленія мѣсячныхъ и годовыхъ картъ для всего земного шара принадлежитъ англичанину Buchan'у въ 1869 году. Изобары можно строить черезъ каждые 2, 3 и болѣе миллиметра. Очевидно, что если мы будемъ идти вдоль какой-нибудь изобары, то *измѣненіе* давленія равно нулю. Наибольшее измѣненіе давленія происходитъ по нормали къ изобарѣ. Если обратимся къ картамъ изобаръ, то замѣтимъ, что изобары представляютъ въ высшей степени изогнутыя линіи; нѣкоторыя изъ нихъ имѣютъ форму замкнутыхъ контуровъ, окаймляющихъ области высокихъ или низкихъ давленій. Изобары не одинаково густо расположены одна относительно другой. Все это служитъ доказательствомъ того, что давленіе на земной поверхности распределено крайне неравномерно.

Если построимъ карты послѣдовательно для всѣхъ дней года или, по крайней мѣрѣ, для всѣхъ мѣсяцевъ года, то замѣтимъ, что изобары, отъ одного дня къ другому или отъ одного мѣсяца къ другому, претерпѣваютъ послѣдовательныя измѣненія, подчиняющіяся извѣстной законности. Въ этой части нашей книги, ограничимся краткимъ обзорѣмъ средняго распределенія давленія въ январѣ и іюлѣ.

Въ январѣ (фиг. 158) вдоль экватора тянется поясъ слабого давленія (барическій экваторъ). Внутри этого пояса среднее давленіе ниже 760 мм.; надъ материкомъ Южной Африки оно падаетъ до 756 мм., а на сѣверо-западѣ Новой Голландіи—до 752 мм. Къ сѣверу отъ барическаго экватора давленіе постепенно повышается. Надъ океанами оно, около 30° с. ш., достигаетъ максимума, образуя два океаническіе максимума. Еще сѣвернѣе, давленіе опять падаетъ и южнѣ Аляски (въ Тихомъ океанѣ) и южнѣ Исландіи (въ Атлантическомъ) видимъ два замкнутые минимума давленія (752 мм. и 748 мм.). Къ полюсу давленіе вновь слабо возрастаетъ. Иной характеръ имѣетъ распределеніе давленія надъ сушей. Тутъ среднее январское давленіе непрерывно возрастаетъ, и надъ материками Азіи и сѣверной Америки образуетъ сильныя максимума (до 780 мм. и 768 мм.); эти высокія давленія, вмѣстѣ съ океаническими максимумами, образуютъ, почти непрерывный, поясъ высокихъ дав-

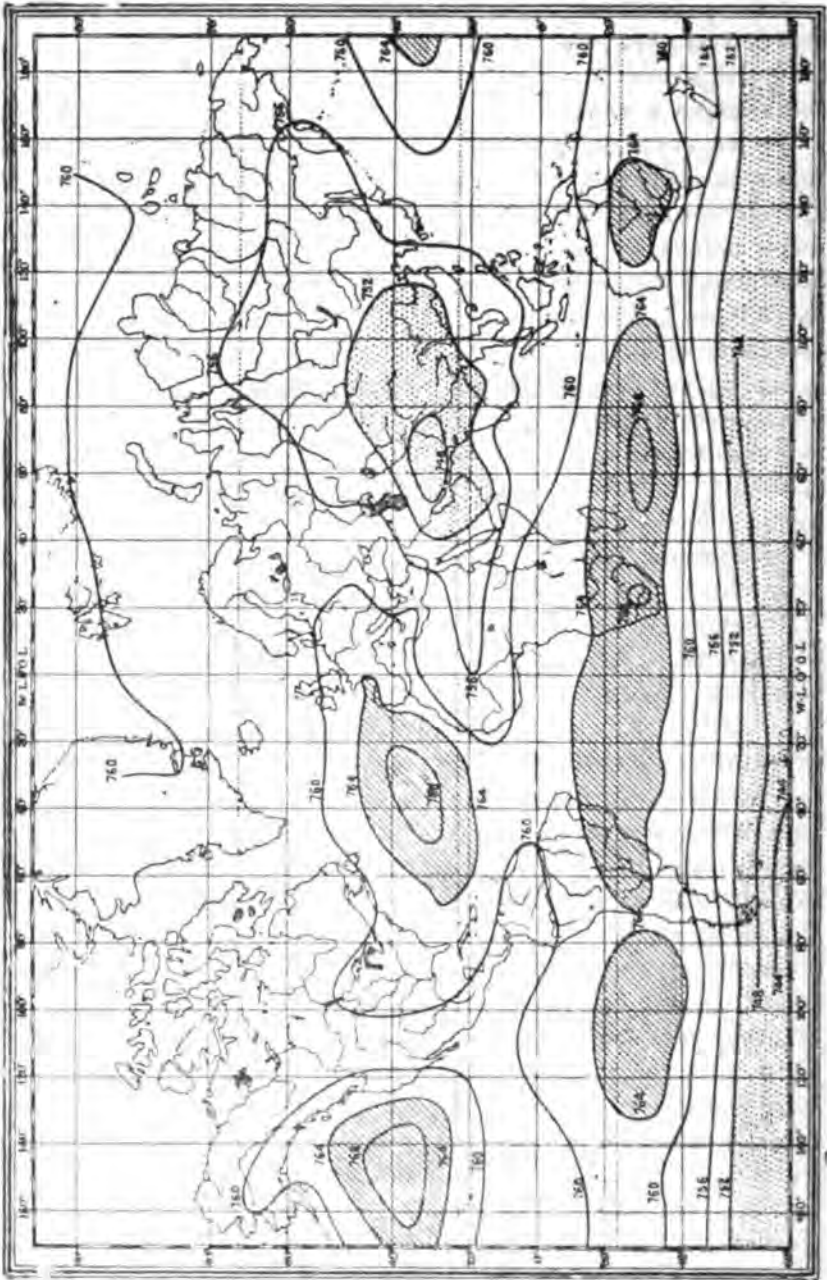


Фиг. 158

леній, окаймлющій сѣверное полушаріе. Къ сѣверу, давленіе опять убываетъ. Въ южномъ полушаріи, намѣчаются три океаническіе максимумы (764 мм.), за предѣлами которыхъ давленіе понижается и между 55° — 60° ю. ш. достигаетъ 744 мм.

Въ февралю, марту и далѣе, указанная схема начинаетъ преобразовываться и къ іюлю вся система кривыхъ представляется намъ въ слѣдующемъ видѣ (фиг. 159). Вся система изобаръ подвинута къ сѣверу. Океаническіе максимумы сѣвернаго полушарія расширились и усилились (въ Атлантическомъ океанѣ до 766 мм.). Минимумы у Исландіи и Аляски исчезли. Барометрическіе максимумы надъ Азіей и Сѣверной Америкой замѣнены минимумами (надъ Азіей 748 мм.). Въ южномъ полушаріи, океаническіе максимумы, вмѣстѣ съ максимумами надъ южными частями материковъ, образуютъ почти сплошное кольцо высокихъ давленій до 40° южной широты. Далѣе къ полюсу, давленіе, попрежнему убываетъ.

Законы Тейссеранъ-де-Вора. Тейссеранъ-де-Боръ дѣлитъ всѣ области высокихъ и низкихъ давленій на три группы: 1) области годовыя, которыя существуютъ, съ небольшими колебаніями, въ теченіе цѣлаго года; таковы: поясъ слабыхъ давленій вдоль экватора и области высокихъ давленій до 30° с. и ю. ш. надъ всѣми океанами; эти области существуютъ и лѣтомъ и зимою, только лѣтомъ онѣ передвинуты къ сѣверу и интенсивность ихъ немного измѣнена; 2) сезонныя области, которыя существуютъ только въ извѣстное время года; къ этимъ областямъ можно отнести области низкихъ давленій южнѣе Аляски и Исландіи; области эти, какъ мы видѣли, существуютъ только зимою; 3) области обратимыя—это области, въ которыхъ слабое давленіе лѣтомъ смѣняется высокимъ зимою; таковы области, лежащія въ среднихъ широтахъ надъ Азіей, Америкой, Австраліей и южной частью Африки. Если сравнить положеніе областей высокихъ и низкихъ барометрическихъ давленій съ распредѣленіемъ температуры на земной поверхности, то замѣтимъ, что между ними существуетъ зависимость. Подробное изученіе этой связи сдѣлано французскимъ ученымъ Тейссеранъ-де-Боромъ. Изъ сравненія распредѣленія давленія съ распредѣленіемъ температуры на земной поверхности Тейссеранъ-де-Боръ пришелъ къ слѣдующимъ двумъ законамъ: 1) если въ извѣстной области замѣчается избытокъ теплоты, абсолютный или только по отно-



Фиг. 159.

шенію къ окружающимъ мѣстамъ и географической широтѣ, то въ этой области является стремленіе къ образованію слабого давленія; на основаніи этого закона, легко объяснить образованіе областей слабыхъ давленій надъ южными частями Африки, Австраліи и Америки въ январѣ мѣсяцѣ, а также надъ Азіей и С. Америкой въ іюль мѣсяцѣ; 2) если въ извѣстномъ мѣстѣ замѣчено пониженіе температуры, абсолютное или только по отношенію къ окружающимъ мѣстамъ и географической широтѣ, то въ этомъ мѣстѣ является стремленіе къ образованію барометрическаго максимума. Чтобы подтвердить эти законы, стоитъ только сравнить карты изобаръ, изаномалій и изотермъ (см. стран. 465). Область слабыхъ давленій вдоль экватора совпадаетъ съ поясомъ наибольшихъ температуръ, который мы называли термическимъ экваторомъ. Этотъ термическій экваторъ, какъ мы видѣли, зимой лежитъ южнѣе, лѣтомъ сѣвернѣе. Мы видимъ затѣмъ, что въ январѣ существуетъ область слабыхъ давленій южнѣе Исландіи и Аляски; именно, въ этихъ мѣстахъ карты изаномалій указываютъ намъ на избытокъ температуры надъ температурами соответственныхъ параллелей. Обратимыя области надъ Азіей и Америкой вполне совпадаютъ съ областями положительныхъ отклоненій температуры въ іюль и съ областями отрицательныхъ отклоненій въ январѣ.

Но далеко не всѣ особенности въ распредѣленіи давленія можно объяснить термическими причинами. Напримѣръ, распредѣленіе давленія въ области океаническихъ максимумовъ, лежащихъ около 30° с. и ю. широты не находится ни въ какой зависимости отъ температуры. Въ американскомъ полюсѣ холода не встрѣчаемъ вовсе максимума давленія: барометръ падаетъ съ увеличеніемъ холода до января и впервые начинаетъ подыматься весной. Надъ Сѣверной Америкой давленіе падаетъ къ сѣверу вмѣстѣ съ температурой. Такое же несоотвѣтствіе между давленіемъ и температурой замѣчается въ низшихъ широтахъ южнаго полушарія, гдѣ давленіе непрерывно падаетъ къ полюсу. Дальше мы увидимъ, что эти отступленія обусловлены *динамическими* причинами.

Изъ картъ изобаръ видно, что давленіе на земной поверхности распредѣлено крайне неравномѣрно. Для опредѣленія степени измѣненія давленія въ данномъ мѣстѣ служитъ *барометрический градіентъ*. Барометрическимъ градіентомъ называютъ измѣ-

неніе давленія на единицу разстоянія (1 градусъ меридіана=111.1 километра), считая по нормали къ изобарѣ въ сторону падающаго давленія. Способъ опредѣленія барометрическаго градіента тождественъ съ опредѣленіемъ термометрическаго градіента (см. стран. 456).

Годовыя колебанія давленія. Годовыя колебанія барометра являются простымъ слѣдствіемъ географическаго распредѣленія давленія и его измѣненій. Общій характеръ этихъ колебаній можно установить а ргіогі на основаніи мѣсячныхъ картъ изобаръ. Такъ напримѣръ, очевидно, что на сѣверо-востоку Азіи зимою давленіе должно достигать максимума, а лѣтомъ—минимума. На Исландіи должно быть обратное распредѣленіе, т. е. максимумъ -- въ лѣтніе мѣсяцы, а минимумъ—въ январь. Вообще, годовыя колебанія можно сгруппировать въ три главныхъ типа.

1) **Континентальный типъ:** зимою — макс., лѣтомъ — мин.:

	Барнауль	Лузь-Чунь (42° с. ш., на 17 м. ниже у. м.)
январь	757.3	781.7
іюль	730.9	752.8
амплитуда	16.4	28.9.

2) **Океанический типъ:** максимумъ—лѣтомъ, минимумъ—поздней осенью; кромѣ того, отличительной особенностью является второстепенный максимумъ зимою:

Азорскіе острова

іюль	766.8 мм.	январь	763.5 мм.	} вторичные макс. и мин.
ноябрь	761.7 >	августъ	762.4 >	
амплитуда	5.1 >	амплитуда	1.1 >	

Второй отличительной чертой является малая амплитуда колебаній:

Бермудскіе острова

іюнь	764.9 мм.	январь	764.7 мм.	} вторичные макс. и мин.
октябрь	762.0 >	апрѣль	762.4 >	
амплитуда	2.9 >	амплитуда	2.3 >	

3) **Арктический и субарктический типъ:** максимумъ—въ апрѣль или маѣ, а минимумъ—въ февралѣ или январѣ. Приве-

демъ числа для сѣверныхъ береговъ Европы, указывающія отступленія отъ средняго давленія :

апрѣль . . .	+3.7 мм.
январь . . .	<u>-5.5</u> »
амплитуда . . .	9.2 » .

На горахъ зимою давленіе понижается, а лѣтомъ повышается :

	высота	минимумъ	максимумъ	равность
St. Bernard	2466 м.	559.8 (мартъ)	568.5 июль	9.2
Sonnblick	3106 »	514.4 »	525.0 »	10.6
Pikes Peak	4308 »	443.4 (февраль)	459.6 »	16.2.

Годовой ходъ давленія по пятидневіямъ, вычисленный на основаніи многолѣтнихъ наблюденій въ Одессѣ, можно видѣть на фиг. 121 (стран. 443 кривая AA).

Среднее давленіе по параллелямъ. Spitaler и Ferrel вычислили среднія давленія отдѣльныхъ параллелей въ мм.:

широта	январь	іюль	годъ	широта	январь	іюль	годъ
80° с. ш.	757.5	58.8	60.5	10° ю. ш.	<u>757.8</u>	60.9	59.1
70 » »	60.1	57.6	58.6	20 » »	<u>58.5</u>	63.5	61.7
60 » »	60.8	57.7	58.7	30 » »	61.0	<u>65.1</u>	<u>63.5</u>
30 » »	62.3	58.9	60.7	35 » »	<u>62.0</u>	<u>63.9</u>	<u>62.4</u>
40 » »	63.9	<u>60.0</u>	62.0	40 » »	61.9	60.6	60.5
35 » »	64.8	<u>59.8</u>	<u>62.4</u>	50 » »	52.7	52.8	53.2
30 » »	<u>65.0</u>	59.3	61.7				
20 » »	62.3	58.0	59.2				
15 » »	60.5	<u>57.5</u>	58.3				
10 » »	59.1	<u>57.7</u>	<u>57.9</u>				
0 » »	58.0	59.1	58.0				

Изъ таблицы видно, что поясъ наиболѣе слабого давленія (барометрической экваторъ) находится, въ годовыхъ среднихъ, подъ 10° с. ш., въ январѣ—подъ 10° ю. ш., а въ іюлѣ—подъ 15° с. ш. Океанической максимумъ держится около 30°—40° с. и ю. ш. Въ январѣ, въ сѣверномъ полушаріи давленіе убываетъ

до 80° с. ш.; въ юлѣ оно уменьшается до 70° с. ш., а затѣмъ опять возрастаетъ. Въ южномъ полушаріи давленіе во всѣ время года быстро падаетъ къ югу (до 50° ю. ш.). Бросается также въ глаза, что въ каждомъ полушаріи давленіе въ зимнее время больше, чѣмъ въ лѣтнее; явленіе происходитъ такъ, какъ будто часть воздуха оттекаетъ въ то полушаріе, на которомъ наблюдается зима, что согласно съ тѣми эмпирическими законами, которые формулированы Тейссеравъ-де-Боромъ (стр. 507).

Крайнія пониженія и повышенія давленія. Въ заключеніе, приведемъ крайнія пониженія и повышенія давленія, наблюдавшіяся до настоящаго времени на земномъ шарѣ. Наибольше низкія стоянія барометра, на уровнѣ моря, отмѣчены въ книгѣ Нанп'а ¹⁾:

2 августа 1891 года . . .	686.3 мм. въ Китайскомъ морѣ,
4 февраля 1824 » . . .	692.0 » » Рейкјавикъ (Исландія),
8 декабря 1886 » . . .	693.5 » » Бельгасть.

Наибольше высокія:

16 декабря 1877 года . . .	802.0 мм., Томскъ,
» » 1900 » . . .	803.4 » , Барнаулъ,
23 января » » . . .	808.7 » , » ,

Но дѣло въ томъ, что эти давленія даны по приведеніи барометра къ уровню моря, т. е. представляютъ нѣкоторыя фиктивные числа, особенно для Барнаула, высота котораго 170 метровъ, а поправка равна 19 мм. Ближе къ дѣйствительной величинѣ давленіе въ Томскѣ, высота котораго 73.5 метра, а поправка 8.6 мм. Въ январѣ 1907 года (20—24 января), въ восточной части Европы, наблюдали исключительно высокое давленіе. На станціяхъ, высота которыхъ надъ уровнемъ моря крайне незначительна, отмѣчено:

22 января Гельсингфорсъ.	799.0 мм. на 38.4 мм. выше янв. средняго
» » Петербургъ.	798.8 » » 36.8 » » » »
» » Рига	799.8 » » 37.4 » » » »
» » Вяндова	799.8 » » 38.1 » » » »

¹⁾ Hann. Lehrbuch der Meteorologie. Leipzig. 1905. S. 155—156.

Это наиболѣ высокія давленія, когда-либо непосредственно наблюдавшіяся на земной поверхности ¹⁾. Въ Одессѣ барометръ, 24 января, достигъ 794.0 мм. Такимъ образомъ, можно принять, что давленіе, на уровнѣ океана, колеблется въ предѣлахъ 113.5 мм.

Литературныя указанія.

А) Методы наблюдений.

- 1) * Wild. Ueber die Bestimmung des Luftdruckes. Repertorium für Meteorologie redig. von Wild. Bd. III, 1874.
- 2) * Wild. Die Normalbarometer des physikalischen Central-Observatoriums zu St.-Petersburg. Ibidem., Bd. XVI, № 4, 1893.
- 3) * Hartl. Anleitung zum trigonometrischen und barometrischen Höhenmessungen. Wien. 1884.
- 4) * Schreiber. Handbuch der barometrischen Höhenmessungen.

В) Суточные и неправильныя колебанія давленія.

- 5) * Rykatcheff. La marche diurne du baromètre en Russie. Wild's Repertorium für Meteorologie. Bd. VI, 1879.
- 6) * Hann. Ebbe und Fluth im Luftmeer der Erde. Berlin. 1894.
- 7) Hann. Untersuchungen über die tägliche Oscillation des Barometers. Wien. 1889.
- 8) Korselt. Ueber die Ursachen der täglichen Oscillation des Barometers. Bericht über das Königliche Realgymnasium zu Annaberg. 1891.
- 9) * Angot. Etude sur la marche du baromètre. Annales du bureau météorologique central de France. 1887.
- 10) * Schönrock. Ueber die kleine unregelmässige Barometer-Schwankungen. Wild's Repertorium für Meteorologie. Bd. IX. 1885.

С) Географическое распредѣленіе давленія на земной поверхности.

- 11) * Hann. Die Vertheilung des Luftdruckes über Mittel- und Süd-Europa. Wien. 1887.

¹⁾ Meteorologische Zeitschrift. 1907, S. 120—121 (записки Hann'a и Воейкова).

12) *Rung. Répartition de la pression atmosphérique sur l'Europe. Copenhague. 1904.

13) *Rung. Répartition de la pression atmosphérique sur l'Océan Atlantique septentrional. Copenhague. 1894.

14) *Тилло. Распределение атмосферного давления на пространствах Россійской Имперіи и Азіатскаго материка. Спб. 1891.

15) *Rykatcheff. La distribution de la pression atmosphérique dans la Russie d'Europe. Wild's Repertorium für Meteorologie. Bd. IV, 1875.

16) *Воейковъ. Климаты земного шара. Спб. 1884.

17) *Hann. Handbuch der Klimatologie. Stuttgart. 1895.

18) *Климатическій атласъ Россійской Имперіи, изд. Главной Физической Обсерваторіи. Спб. 1900.

19) *Bartolomew. Physikal Atlas, 1899.

20) *Berghaus. Physikal. Atlas. 1896.

XII.

Образованіе гидрометеоровъ.

Общая причина образованія осадковъ. Образованіе росы; первоначальная теорія Дюроа и Уэльса. Дополненія Жамена. Дополненіе Айткена и Рессея. Распределение температуры въ нижнихъ слояхъ воздуха во время образованія росы. Иней. Количество росы и ея распределение. Изморозь. Гололедица; ледяной дождь. Туманы. Смѣшеніе двухъ массъ воздуха, насыщенныхъ парами и имѣющихъ различныя температуры. Адиабатическое расширеніе воздуха; восходящіе токи. Волнистыя облака. Структура эмбриональныхъ жидкихъ элементовъ тумана. Размѣръ эмбриональныхъ элементовъ конденсаціи. Роль пыли. Роль отрицательныхъ и положительныхъ іоновъ. Дальнѣйшія стадіи образованія верхнихъ осадковъ: процессъ образованія дождя. Величина капель и ихъ распределение. Образованіе снѣга. Формы снѣжинокъ; снѣговые цвѣты. Формы градинъ. Химическій анализъ осадковъ. Облака, ихъ форма и высота. Облачность; неоскопы. Дождевъры и дождеграфы. Географическое распределение осадковъ. Ливни. Снѣговая линія: лавины и глетчеры. Литература указана.

Общая причина образованія осадковъ. Намъ извѣстно, что вода въ атмосферѣ испытываетъ различныя преобразованія,

переходя изъ одного физическаго состоянія въ другое. Переходы эти сопровождаются выдѣленіемъ или поглощеніемъ нѣкотораго количества тепла (скрытое тепло плавленія и испаренія), а также измѣненіемъ многихъ ея физическихъ свойствъ (плотности, теплоемкости и т. под.). Причины, вызывающія эти трансформациі, могутъ быть весьма разнообразны; отсюда понятно то разнообразіе *водяныхъ осадковъ* или *идрометеоровъ*, которое мы наблюдаемъ въ природѣ. Совокупность этихъ явленій составляетъ, въ широкомъ смыслѣ этого слова, замкнутую цѣпь *круговорота* воды на земной поверхности. Мы уже рассмотрѣли одну вѣтвь этого круговорота, именно, испареніе воды и его законы. Теперь предстоитъ рассмотретьъ другую, болѣе сложную, часть цикла—переходъ паровъ въ жидкое и твердое состояніе и связанныя съ нимъ явленія.

Переходъ воды изъ газообразнаго состоянія въ жидкое, а также изъ жидкаго въ твердое, обуславливается въ нашей атмосферѣ, вообще, охлажденіемъ. Въ частности, конденсація паровъ можетъ быть вызвана разнообразными причинами:

1) лучеиспусканіемъ поверхности почвы къ холодному междупланетному пространству или къ холоднымъ верхнимъ слоямъ атмосферы;

2) прикосновеніемъ массъ влажнаго воздуха къ поверхности, охлажденной предшествовавшими холодами;

3) испареніемъ съ поверхности, имѣющей болѣе высокую температуру, въ среду болѣе низкой температуры;

4) непосредственнымъ лучеиспусканіемъ влажныхъ массъ воздуха къ сильно охлажденной поверхности земли или къ средѣ болѣе низкой температуры;

5) смѣшеніемъ двухъ, насыщенныхъ или близкихъ къ насыщенію, массъ воздуха, имѣющихъ различныя температуры;

6) адиабатическимъ расширеніемъ воздуха.

Образованіе росы; первоначальная теорія Леруа и Уэльдса. Мы уже знаемъ, что послѣ заката солнца, когда приходъ солнечнаго тепла прекращается, выступаетъ въ полной силѣ ночное лучеиспусканіе. Поверхность почвы охлаждается; охлаждаются также прилегающіе къ ней слои воздуха, и содержащіяся въ нихъ пары воды, болѣе и болѣе, приближаются къ состоянію насыщенія; наконецъ, наступаетъ моментъ, когда пары

начинают осаждаться на поверхности различных предметов. Если осаждение происходит при температурѣ выше нуля, то получается роса; при температурѣ ниже нуля, осаждающіеся пары образуютъ иней. Эта простѣйшая теорія росы и инея сформулирована первоначально физиками Леруа и Уэльсомъ. Очевидно, что, съ точки зрѣнія этого объясненія, осаждение росы, при одинаковыхъ прочихъ условіяхъ, будетъ тѣмъ обильнѣе, чѣмъ сильнѣе ночное охлажденіе. Но мы раньше видѣли (глава VI), что охлажденіе вслѣдствіе ночного остыванія, тѣмъ интенсивнѣе, чѣмъ яснѣе и безоблачнѣе небо; сильнѣе охлаждаются непрозрачные, особенно съ черной и шероховатой поверхностью; особенно сильному охлажденію подвержена поверхность, покрытая травой. Сообразно съ этимъ, роса будетъ осаждаться не въ одинаковомъ количествѣ въ зависимости отъ указанныхъ условій погоды и физическихъ свойствъ поверхности. Далѣе, для образованія росы, необходимъ извѣстный запасъ влаги, доставляемый нижними слоями атмосферы; поэтому, обильная роса невозможна при значительной сухости воздуха. Вѣтеръ способствуетъ испаренію, поэтому, во время вѣтра, образованіе росы замедляется или даже вовсе прекращается. Но, съ другой стороны, полное затишье не способствуетъ, даже при ясномъ небѣ, образованію обильной росы. По наблюденіямъ, произведеннымъ А. Г. Позняковымъ въ метеорологической обсерваторіи Новороссійскаго университета, наибольшее число разъ роса собрана при скорости вѣтра, въ моментъ ея образованія, въ 4—5 метровъ, а наиболѣе обильныя росы наблюдались при скорости вѣтра 5—6 метровъ въ секунду¹⁾. Роса можетъ образоваться иногда и при существованіи облаковъ, а именно, высокихъ, имѣющихъ низкую температуру и вызывающихъ значительное лучеспусканіе почвы. Вообще, условія, благоприятныя для образованія обильной росы, слѣдующія: нѣкоторый запасъ влаги въ самыхъ нижнихъ слояхъ воздуха, ясное и безоблачное небо, слабое движеніе воздуха у земной поверхности. При этихъ условіяхъ, особенно обильно покрывается росой трава нашихъ луговъ и газоновъ, такъ какъ она

¹⁾ А. Позняковъ. Опытъ изслѣдованія химическаго состава осадковъ въ зависимости отъ метеорологическихъ факторовъ. Журналъ опытной агрономіи. 1904, стр. 740.

представляет огромную поверхность охлаждения. Особенно обильна роса позднимъ лѣтомъ, когда воздухъ сохраняетъ еще достаточно тепла и влаги, а, между тѣмъ, ночи удлиняются и становятся болѣе холодными. Усиленіе росы особенно значительно въ утру. Такова теорія Леруа и Уэльса въ первоначальномъ ея видѣ. Позже, въ нее введенъ былъ цѣлый рядъ дополненій, хотя основная идея осталась прежняя.

Дополненія Жамена. Французскій физикъ Жамень указалъ, что причина охлаждения заключается не только въ ночномъ лучеиспусканіи; въ нѣкоторыхъ случаяхъ, напримѣръ, при образованіи росы на газонѣ и на листьяхъ растений вообще, охлажденіе, въ равной мѣрѣ, зависитъ какъ отъ ночного охлаждения, такъ и отъ испаренія. Подвѣсимъ на известной высотѣ три термометра: первый—съ блестящимъ шарикомъ въ термометрической запитѣ, второй—съ вычерненнымъ сухимъ резервуаромъ, третій — съ вычерненнымъ увлажненнымъ шарикомъ. Первый изъ нихъ измѣряетъ температуру воздуха; показанія второго понижены вслѣдствіе ночного лучеиспусканія; показанія третьяго термометра будутъ зависеть отъ совместнаго дѣйствія ночного лучеиспусканія и испаренія. Оказывается, что разность между показаніями перваго и третьяго термометровъ, по достиженіи ими стационарнаго состоянія, почти въ два раза больше, чѣмъ разность между первымъ и вторымъ. Изъ этого мы вправѣ заключить, что охлажденіе вслѣдствіе испаренія приблизительно равно охлажденію вслѣдствіе лучеиспусканія, и, слѣдовательно, оба фактора, лучеиспусканіе и испареніе, равносильны при образованіи росы. Но охлажденіе вслѣдствіе испаренія можетъ идти лишь до насыщенія среды парами; дальнѣйшее же охлажденіе происходитъ только отъ ночного лучеиспусканія. Жамень ¹⁾ сдѣлалъ и другое дополненіе. Послѣ зката солнца, охлажденіе поверхности почвы идетъ быстро какъ вслѣдствіе ночного лучеиспусканія, такъ и вслѣдствіе испаренія. Когда достигнуто насыщеніе, испареніе прекращается, а выделяющееся скрытое тепло должно замедлять дальнѣйшее охлажденіе. И дѣйствительно, въ одномъ изъ наблюденій, Жамень получалъ слѣдующія температуры на поверхности травы:

¹⁾ Jamin. Compléments à la théorie de la rosée. Journal de Physique. VIII, p. 41.

время	температура	падение температуры
3 ч. 13 н. а	11 ^o .0	1 ^o .40
3 ч. 16 » »	9.60	1.05
3 ч. 19 » »	8.55	0.90 (точка росы)
3 ч. 22 » »	7.65	0.35
3 ч. 25 » »	7.30	0.30
3 ч. 28 » »	7.00	0.32
3 ч. 31 » »	6.68	

болѣе медлен-
ное паденіе.

Обстоятельство это очень важно въ экономіи природы; не будь его, каждую ясную ночь на поверхности травы осаждался бы иней; но, благодаря этому процессу компенсаціи, растительность предохранена отъ частаго повторенія опасныхъ для нея утренниковъ.

Дополненіе Айткена и Ресселя. Третье дополненіе сдѣлано недавно Айткеномъ и Ресселемъ. По теоріи Леруа, запасъ влаги, изъ котораго образуется роса, получается исключительно изъ атмосферы. Но наблюденія Ресселя показали ¹⁾, что осаждающаяся, во время образованія росы, влага можетъ получиться частью отъ испаренія съ поверхности почвы и растений. Если на поверхность травы положить листъ бумаги, то нижняя сторона ея больше покрывается росой, чѣмъ верхняя; 2) если поверхность дерна покрыть колпакомъ, то внутренняя поверхность его покрывается обильнѣе росой, чѣмъ поверхность колпака, установленнаго надъ голой почвой; если же поставить его на металлическую пластинку, то внутренняя поверхность остается сухой. Изъ этихъ опытовъ видно, что въ образованіи росы можетъ иногда играть нѣкоторую роль влага, испаряющаяся съ поверхности земли и растений. Въ другихъ же случаяхъ, роса образуется исключительно изъ паровъ, заключающихся въ нижнихъ слояхъ атмосферы (роса, образующаяся на крышахъ домовъ и на другихъ предметахъ).

Распределеніе температуры въ нижнихъ слояхъ воздуха во время образованія росы. Весьма важно изслѣдовать

¹⁾ Meteorologische Zeitschrift, 1894, S. 391 und 434 и Meteor. Вѣстникъ, 1894, № 9.

распределение тепла по вертикальному направлению, въ нижнихъ слояхъ атмосферы, во время образованія росы. Въ слѣдующей таблицѣ приведены наблюденія Глешера; въ таблицѣ показаны отклоненія температуры на различныхъ высотахъ отъ температуры воздуха въ тѣни:

почва на глубинѣ 2.5 сант.	поверх- ность почвы	высоты надъ поверхностью почвы въ сантим.									
		2.5	5	8	15	31	61	122	183	245	370
+1°0	-0.9	-3.1	-2.7	-2.2	-1.3	-0.6	-0.4	-0.3	-0.2	-0.1	0.0

Наиболѣе низкая температура, какъ видно, найдена на высотѣ 2.5 сантиметра надъ поверхностью почвы. Рубенсонъ даетъ разность между температурой и абсолютной влажностью на высотѣ 12.2 сантиметра и на поверхности почвы:

	нѣтъ росы	начало росы	сильн. роса
температура . . .	2°4	3.4	3.9
абсолютн. влажн. .	-0.4 мм.	0.1	0.8
относит. влажн. . .	12%	-18	-16

Иней. Если точка росы выдѣляющихся паровъ ниже нуля, то образуется *иней*. Микроскопическое изслѣдованіе нитей инея¹⁾ показало, что онѣ имѣютъ не кристаллическое строеніе, а какъ бы спланы изъ мелкихъ ледяныхъ капель.

Количество росы и ея распределение. Количественное измѣреніе росы, образовавшейся при естественныхъ условіяхъ на травѣ, довольно затруднительно, такъ какъ для этого приходится вырывать куски почвы съ дерномъ, что влечетъ за собою измѣненіе естественныхъ условій, въ которыхъ она находится; примѣняется при этомъ вѣсовой способъ. Керберъ примѣнилъ для измѣренія ареометръ: чашечка его покрывается сукномъ, и по погруженію ареометра до опыта и послѣ него судятъ о количествѣ образовавшейся росы. Вообще, въ видѣ росы осаждается незначительное количество паровъ. Въ Финляндіи, по измѣреніямъ Носбѣна, обильная роса даетъ слой воды не больше 0.1 — 0.2 мм. Дінесъ въ Англіи нашелъ 0.1 — 0.3 мм. Въ теченіе ночи въ Туринѣ выпадаетъ, среднимъ числомъ, 0.13 мм.

¹⁾ Assmann. Mikroskopische Beobachtungen der Struktur des Reifs. Meteorologische Zeitschrift. 1889, S. 339.

росы. Въ Montpellier, годовое количество росы составляет 8 мм., въ Мюнхенѣ—30 мм., а въ Англии—26 мм. Въ тропическомъ поясѣ количество росы можетъ быть въ 10—20 разъ больше.

Въ магнито-метеорологической обсерваторіи Императорскаго Новороссійскаго университета произведены были штатнымъ наблюдателемъ А. Г. Позняковымъ количественныя измѣренія и химическіе анализы выпадающихъ въ Одессѣ какъ верхнихъ (дождь), такъ и нижнихъ (роса, иней, изморозь, туманъ) осадковъ съ 1 апрѣля по 31 декабря 1903 года. Для собиранія осадковъ, установлены были, на открытомъ мѣстѣ, вдали отъ построекъ, пять большихъ сосудовъ (діаметръ около 54 сант.) изъ толстаго стекла синяго цвѣта, воронкообразной формы. Каждый сосудъ поставленъ на широкогорлую банку. Отверстіе, имѣющееся въ каждомъ сосудѣ, плотно закрыто стекляннѣй ватой. Общая воспринимающая поверхность всѣхъ пяти сосудовъ равна 1.13 квадрати. метра. Въ теченіе указанного періода, число дней съ росой и инеемъ было слѣдующее:

	роса	иней		роса	иней
въ апрѣль	2	—	въ сентябрь	2	—
» маѣ	7	—	» октябрь	5	2
» іюнѣ	6	—	» ноябрь	5	1
» іюль	2	—	» декабрь	2	—
» августѣ	2	—	всего	33	3

Въ слѣдующей таблицѣ дано количество воды, выпавшей въ видѣ росы и инея (въ кубическихъ сантиметрахъ):

	общее количество	среднее на каждую росу
апрѣль	280	140
май	554	79
іюнь	1051	175
іюль	410	205
августъ	287	143
сентябрь	277	138
октябрь	1643	183
ноябрь	958	192
декабрь	725	362
всего	6185	183

Общее количество воды, выпавшей въ видѣ росы, тумана, инея и изморози, за разсматриваемый періодъ, выразилось слоемъ толщиною въ 8.4 мм., что составляетъ около $\frac{1}{33}$ части *всего* количества осадковъ (274.9 мм.), замѣренныхъ за тотъ же періодъ времени. Наибольшее количество воды, выпавшее въ формѣ росы и тумана въ *одна разъ*, равно 0.5 мм.

Интересна зависимость между образованіемъ росы и направленіемъ и скоростью вѣтра. Большинство росы и инея (21 изъ 36) сопровождалось, при своемъ образованіи, вѣтромъ отъ S, SSW и SW, т. е. теченіями съ моря. Если всѣ случаи выпаденія росы распредѣлить по скоростямъ вѣтра, то получается слѣдующій результатъ:

скорость вѣтра въ метрахъ въ секунду	число случаевъ	среднее количе- ство росы въ куб. сантим.
1	1	56
2	2	101
3	5	119
4	10	128
5	8	251
6	4	217
7	1	44
8	1	60
10	2	136

Такимъ образомъ, наибольшее число разъ роса собрана при скорости вѣтра, въ моментъ ея образованія, въ 4—5 метр. въ секунду; наиболѣе обильныя росы наблюдались при 5—6 метрахъ. Средняя скорость вѣтра при выпаденіи росы равна 5.0 метр.

Не менѣ интересны результаты, полученные А. Г. Позняковымъ относительно химическаго состава нижнихъ осадковъ. Эти результаты будутъ изложены нѣсколько ниже въ связи съ вопросомъ о химическомъ составѣ осадковъ вообще.

Относительно географическаго распредѣленія росы и инея имѣется очень мало данныхъ. Для характеристики этой стороны вопроса, необходимо опредѣлить число дней съ росой и инеемъ, а также, годовое ихъ количество. Въ Одессѣ, число дней съ ро-

сою и инеемъ распредѣляется, на основаніи наблюденій метеорологической обсерваторіи на Маломъ Фонтанѣ, слѣдующимъ образомъ :

	роса	иней	изморозь	гололедица
январь . . .	0.6	6.7	2.8	0.9
февраль . . .	0.4	4.2	0.7	1.2
мартъ	3.2	5.0	0.2	0.4
апрѣль	6.2	1.2	—	—
май	6.7	0.1	—	—
іюнь	4.2	—	—	—
іюль	3.8	—	—	—
августъ	2.7	—	—	—
сентябрь	5.1	—	—	—
октябрь	8.4	1.1	0.1	—
ноябрь	2.4	5.3	0.5	—
декабрь	0.4	4.5	2.1	1.8
годъ	44.1	28.1	6.4	4.3.

Изморозь. Поверхность земли можетъ быть охлаждена, значительными и продолжительными, предшествовавшими холодами. Если, вслѣдъ за этимъ, подуетъ теплый, насыщенный влагой, воздухъ, то поверхность различныхъ предметовъ покрывается *изморозью* (если образовавшійся осадокъ имѣетъ кристаллическое строеніе) или *гололедицей* (если осадившаяся вода образуетъ непрерывную гладкую поверхность). На деревьяхъ, изморозь образуетъ длинныя, легко осыпающіяся, нити. Нити изморози легко получить искусственно на виѣшной поверхности металлическаго сосуда, охлажденнаго изнутри охлаждающей смѣсью.

Авшманн нашелъ, что если температура поверхности очень низка (-15°), то охлаждающаяся вода сублимируется, т. е. переходитъ непосредственно изъ газообразнаго въ твердое состояніе; въ этомъ случаѣ, она принимаетъ кристаллическую форму. Соответственно своему образованію, изморозь осаждается, главнымъ образомъ, съ подвѣтренной стороны.

Основная причина образованія изморози та же, что росы и инея, т. е. сгущеніе паровъ, вызванное прикосновеніемъ къ сильно охлажденной поверхности. Но между этими двумя категориями явленій существуетъ огромная разница. Осажденіе

росы и иней вызывается охлажденіемъ вслѣдствіе ночного лучеиспусканія. Осажденіе изморози обусловливается охлажденіемъ, вызваннымъ предшествующими холодами. Вслѣдствіе этого, роса и иней бываютъ только въ ночные часы при ясномъ небѣ; изморозь возможна во всѣ часы сутокъ и при облачномъ небѣ. Роса и иней осаждаются преимущественно на непроводникахъ, между тѣмъ, изморозь можетъ образовываться на деревьяхъ, стѣнахъ, столбахъ, металлическихъ частяхъ и т. д. Нарастанію изморози, подобно тому, какъ и нарастанію иней, способствуетъ указанное выше свойство «ледяныхъ» паровъ сгущаться на поверхности льда при болѣе низкихъ упругостяхъ насыщенія. Роса и иней возможны во всѣхъ климатахъ; изморозь есть при надлежности болѣе холодной зоны и зимней части года.

Гололедица; ледяной дождь. Мы уже замѣтили, что находящіяся въ атмосферѣ водяные пары могутъ осаждаться на охлажденныхъ предметахъ въ формѣ *гололедицы*, покрывающей, иногда, наши мостовыя, столбы, деревья, телеграфныя проволоки сплошнымъ гладкимъ слоемъ льда. Образованіе гололедицы можетъ быть вызвано или движеніемъ болѣе теплаго, насыщеннаго парами, воздуха вдоль поверхности, сильно охлажденной предшествовавшими холодами, или вторженіемъ тока воздуха, содержащаго элементы воды въ переохлажденномъ состояніи. Если переохлажденные частицы приходятъ въ соприкосновеніе съ твердымъ тѣломъ, то онѣ тотчасъ же сами отвердѣваютъ. Иногда выпаденіе этой влаги такъ обильно, что, подъ тяжестью осѣвшаго льда, разрываются телеграфныя проволоки, ломаются толстыя сучья деревьевъ. Говорятъ, въ этомъ случаѣ, о выпаденіи *ледяного дождя*. Такой ледяной дождь произвелъ огромныя опустошенія въ садахъ Франціи 22—24 января 1879 года. На почвѣ образовался слой льда въ 2—3 сантиметра толщины. Телеграфныя проволоки, толщиной въ 4 мм., увеличились въ діаметръ до 38 мм. Въ Одессѣ, во время гололедицы въ февралѣ 1897 года, ледяная кора была такъ велика, что тонкій стебель дикой травы въсилъ со льдомъ 78.6 золотника; послѣ же оттаянія льда всѣхъ его уменьшился до 3 золотниковъ. На проволокахъ, на протяженіи 60 сантим., образовался слой льда въ 3 сантим. толщины.

На фигурѣ 160 изображены обледѣвшія нити растений послѣ ледяного дождя, выпавшаго 22—24 января 1879 года въ



Фиг. 160.

Фонтенебло, а фиг. 161 даетъ понятіе о количествѣ льда, отложившагося на стебляхъ травы въ Одессѣ въ февралѣ 1897 года.

Гололедца можетъ образоваться и въ томъ случаѣ, когда обыкновенный дождь падаетъ на сильно охлажденную почву.

Гололедицы болѣе часты и опасны въ сравнительно низкихъ широтахъ умереннаго пояса, гдѣ, по временамъ, бываютъ



Фиг. 161.

суровые холода и въ то же время быстрыя сѣвны температуры (напримѣръ, на западѣ сѣверной Америки и у насъ въ южной полосѣ Россіи); повторяемость ихъ особенно велика въ тѣхъ мѣстностяхъ, въ которыхъ зимнія изотермы густо лежатъ другъ къ другу (великъ термометрической градиентъ). Огромное количество твердой воды отлагается также на вершинахъ горъ, до-

стигающихъ высоты 1000—1500 метровъ, т. е. въ томъ ярусѣ атмосферы, въ которомъ зимою имѣетъ мѣсто наиболѣе значительная относительная влажность. Такія огромныя отложенія, покрывающія всѣ павильоны, столбы, инструменты, наблюдаются метеорологическими станціями на Brocken'ъ (1141 м.), Ben-Nevis (1343 м.), гораздо меньше на Obig (2140 м.) и еще слабѣе на Sântis 2500 м.) и Sonnblick'ъ (3100 м.). Последнія станціи выдвинуты, изъ яруса образованія зимнихъ облаковъ, въ болѣе бѣдные парами слои атмосферы. На Ben-Nevis, однажды, при плотномъ туманѣ и сильномъ вѣтрѣ, отложился, въ теченіе часа, слой льда въ 32 мм. толщиною.

Къ этой же категоріи гидрометеоровъ, по способу ихъ образованія, слѣдуетъ отнести *туманы* надъ полярными морями, холодными теченіями и льдами, при господствѣ теплыхъ и влажныхъ воздушныхъ теченій. Подобное же происхожденіе имѣютъ лѣтніе туманы надъ береговой полосой Чернаго моря, при рѣзкихъ пониженіяхъ температуры воды. Эти послѣдніе туманы обладаютъ вообще небольшою мощностью, не превышающей 10—20 метровъ.

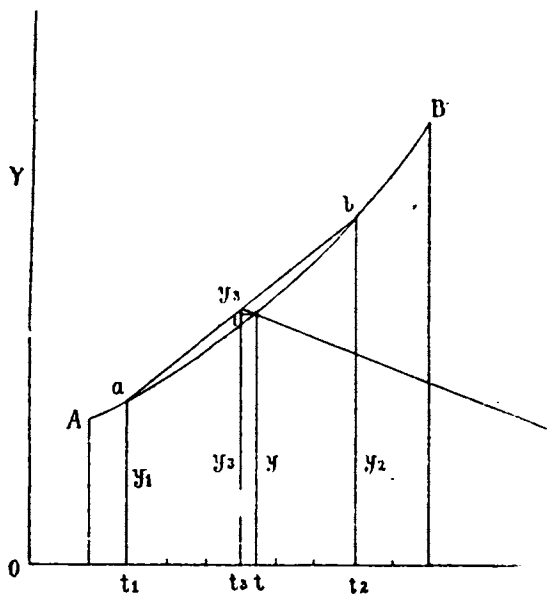
Туманы. Переходъ паровъ въ жидкое состояніе возможенъ и въ томъ случаѣ, когда процессъ испаренія съ поверхности воды или почвы происходитъ въ пространство, имѣющую болѣе низкую температуру. Въ этомъ случаѣ, пары, поднимающіеся съ испаряющей поверхности, имѣютъ болѣе упругость, чѣмъ та, которая нужна для насыщенія среды. Вслѣдствіе этого, излишекъ паровъ переходитъ въ жидкое состояніе. Благодаря диффузіи и воздушнымъ теченіямъ, эти пары могутъ проникать вверхъ до нѣкоторой высоты и образовывать слой *тумана*. Подобнымъ путемъ образуются туманы надъ рѣками и болотами послѣ заката солнца въ лѣтніе дни, а также надъ теплыми теченіями, при господствѣ холоднаго вѣтра. Если море имѣетъ болѣе высокую температуру, чѣмъ воздухъ (напримѣръ, при быстромъ наступленіи морозовъ) и, при этомъ, дуетъ вѣтеръ, то надъ тѣми мѣстами, гдѣ происходятъ удары вѣтра о морскую поверхность и гдѣ, слѣдовательно, испареніе происходитъ интенсивнѣе, выдѣляющіеся пары тотчасъ же сгущаются; со стороны получается впечатлѣніе, какъ будто море вскипаетъ. Хотя лучеиспускательная способность воздуха весьма невелика, тѣмъ не менѣе, если температура известнаго слоя его значительно выше

температуры земной поверхности, то может наступить охлаждение этого слоя путем потери тепла к почве. Подобные условия (обращение температуры с высотой) имеют место, как мы видели, в зимние месяцы, во время господства антициклонов и в ночные часы. Если, при этом, рассматриваемый слой воздуха обладает достаточной влажностью, то возможно образование, мало плотных, облакообразных, масс; эти облака являются верьдко спутниками нъкоторых областей высоких давлений. Процессомъ такого охлаждения могутъ быть в зимние мѣсяцы охвачены и болѣе низкіе слои атмосферы, вплоть до земной поверхности, и тогда область высокого давления окутана неплотнымъ туманомъ. Охлаждение, в этомъ случаѣ, вызвано какъ лучеспусканіемъ, такъ и непосредственнымъ прикосновеніемъ къ сильно охлажденной земной поверхности. Этимъ же путемъ образуется иногда пелена облаковъ нъ ясныи зимнии ночи при затишьи или слабомъ вѣтрѣ.

Смѣшеніе двухъ массъ воздуха, насыщенныхъ парами и имѣющихъ различныи температуры. Вторженіе болѣе теплой насыщенной массы в болѣе холодную среду или, общиѣе, *смѣшеніе* двухъ насыщенныхъ массъ воздуха, имѣющихъ различныи температуры, можетъ также обусловить переходъ части паровъ в жидкое состояніе. Для нагляднаго поясненія этого случая, обратимся къ частному примѣру.

Смѣшивается килограммъ воздуха, насыщеннаго парами, при $t_1=0^\circ$ с килограммомъ насыщеннаго воздуха при температурѣ $t_2=30^\circ$. Опредѣлимъ окончательное термометрическое и гигрометрическое состояніе смѣси. Вся паровъ, необходимыхъ для насыщенія воздуха при температурахъ 0° и 30° , соответственно равны 4.8 и 30.0 грамма. Окончательная температура смѣси равна $(0^\circ+30^\circ):2=15^\circ$. На каждый килограммъ смѣси прійдется паровъ $(4.8+30.0):2=17.4$ грамма. Но для насыщенія килограмма воздуха при $t=15^\circ$, необходимо лишь 12.7 грамма; очевидно, слѣдовательно, что часть паровъ, $17.4-12.7=4.7$ грамма, перейдетъ в жидкое состояніе. Но тутъ необходимо ввести нъкоторую поправку. При сгущеніи избытка паровъ в жидкое состояніе, выдѣлится скрытое тепло. Это тепло пойдетъ на нагрѣваніе смѣси; вслѣдствіе этого, окончательная температура смѣси будетъ нъсколько выше 15° , а выдѣлившееся количество паровъ окажется нъсколько меньше 4.7 грамма. Берлинскій

профессоръ Бецольдъ далъ весьма изящный графическій приемъ для точнаго рѣшенія задачи о смѣшеніи двухъ массъ насыщеннаго воздуха, имѣющихъ различныя температуры. Возьмемъ двѣ, взаимно перпендикулярныя, оси координатъ; на одной изъ нихъ будемъ откладывать равныя части, выражающія температуры, а на соответствующихъ ординатахъ вѣсовыя количества паровъ, необходимыхъ для насышенія килограмма воздуха при различныхъ температурахъ. Если соединимъ оконечности перпендикуляровъ непрерывной кривой, то эта кривая выразитъ законъ измѣненія количества паровъ, насыщающихъ килограммъ воздуха, съ измѣненіемъ температуры. Кривая обращена выпуклостью къ оси абсциссъ и имѣетъ видъ, представленный на фиг. 162. Проведемъ y_1 и y_2 , соответствующія температурамъ



Фиг. 162.

t_1 и t_2 и точки a и b соединимъ прямой ab . Эту прямую раздѣлимъ пополамъ и изъ точки дѣленія опустимъ перпендикуляръ y_3 на ось абсциссъ. Изъ чертежа видно, что $y_3 = (y_1 + y_2) : 2$ и $t_3 = (t_1 + t_2) : 2$, т. е., на основаніи предыдущаго, t_3 представитъ окончательную температуру, а y_3 —окончательное гигрометри-

ческое состояніе смѣси. Но мы сказали, что, вслѣдствіе выдѣлившагося скрытаго тепла, окончательная температура будетъ нѣсколько выше; положимъ, что она равна $0t = t^0$. Соответствующее этой температурѣ, какъ видно изъ чертежа, содержаніе паровъ будетъ y ; разность же $y_3 - y = y_3 i$ выразитъ количество паровъ, которое должно перейти въ жидкое состояніе изъ килограмма смѣси. Положимъ, что прямая, соединяющая точку y_3 съ оконечностью ординаты y и продолженная, составляетъ уголъ α съ осью абсциссъ OX . Опредѣлимъ этотъ уголъ. Обозначимъ теплоемкость воздуха, въ малыхъ калоріяхъ, буквой c , а скрытое тепло испаренія знакомъ r . При сгущеніи количества паровъ, равныхъ по вѣсу $(y_3 - y)$, выдѣлится тепла $(y_3 - y)r$; для нагрѣванія килограмма воздуха отъ t_3 до t понадобится тепла $1000(t - t_3)c$; но тепло, выдѣлившееся при сгущеніи, пойдетъ на нагрѣваніе воздуха, слѣдовательно,

$$(y_3 - y)r = 1000(t - t_3)c. \quad (1)$$

Изъ чертежа видно, что

$$y_3 - y = a \sin \alpha \quad (2)$$

$$\text{и} \quad t - t_3 = a \cos \alpha, \quad (3)$$

гдѣ a — отрѣзокъ, заключенный между оконечностями перпендикуляровъ y_3 и y . Вставляя эти выраженія въ уравненіе (1),

$$ar \sin \alpha = 1000ac \cos \alpha$$

или

$$\operatorname{tanga} = \frac{1000c}{r}.$$

Такъ какъ, приблизительно, $c = 0.24$, а r (въ круглыхъ числахъ) $= 600$, то

$$\alpha = 21^0. \quad (4)$$

Изъ уравненія (4) вытекаетъ слѣдующій графическій приемъ для рѣшенія интересующей насъ задачи. Нужно провести ординаты y_1 и y_2 , соответствующія температурамъ смѣшивающихся массъ воздуха, и точки a и b соединить прямой линіей. Изъ середины прямой ab начертить ординату y_3 и построить прямую, наклоненную къ оси абсциссъ подъ угломъ 21^0 . Перпендикуляръ y , опущенный изъ точки пересѣченія этой прямой съ кривою

AB, опредѣлить окончателъную температуру *Ot* смѣси, а отръзокъ *u_i* выразить въсовое количество паровъ, которое перейдетъ въ жидкое состояніе. Путемъ смѣшенія двухъ насыщенныхъ, или близкихъ къ насыщенію, массъ воздуха могутъ образоваться туманы, нѣкоторые виды облаковъ и даже дождь. Нетрудно показать, впрочемъ, что количество паровъ, осаждающихся этимъ путемъ, вообще, невелико. Если сдѣлать крайнее допущеніе, что смѣшивающіяся массы воздуха имѣютъ температуры 0° и 25° , то въ вертикальномъ столбѣ воздуха, основаніе котораго равно 1 квадр. метру, а высота—1000 метрамъ, выдѣлится всего 1220 граммовъ, а это соответствуетъ слою дождя толщиной въ 1.2 мм. Если разность температуръ равна $25^{\circ}-10^{\circ}=15^{\circ}$, то слой осадковъ не превыситъ 0.5 мм., что можетъ дать туманъ, облако или весьма слабый дождь.

Адиабатическое расширеніе воздуха; восходящіе токи. Мы знаемъ, что если опредѣленный объемъ воздуха, безъ полученія и отдачи тепла (адиабатически), расширится, то температура его понижается, пары приближаются къ состоянію насыщенія и, наконецъ, часть ихъ переходитъ въ жидкое состояніе. Такой процессъ возможенъ въ природѣ при быстрыхъ измѣненіяхъ давленія. Можно вычислить, что внезапное паденіе барометра на 20 мм. повлечетъ за собой уменьшеніе температуры не болѣе, какъ на 2° . Между тѣмъ, быстрое паденіе барометра на 20 мм. крайне рѣдко, а, слѣдовательно, обыкновенныя колебанія барометра не могутъ вызвать замѣтныхъ процессовъ конденсаціи. Вслѣдствіе быстрого паденія давленія, конденсація возможна лишь внутри атмосферическихъ вихрей (смерчи, торнадосы), сопровождающихся образованіемъ какъ бы туманнаго столба по оси метеора и кажущимся опусканіемъ воронки сверху.

Сгущеніе паровъ, въ болѣе широкомъ масштабѣ, имѣетъ мѣсто при восходящемъ токъ воздушныхъ массъ. Мы уже видѣли (стр. 156), что восходящіе токи образуются тогда, когда въ извѣстной части атмосферы нарушены условія, необходимыя для равновѣсія. Прослѣдимъ процессъ восходящаго теченія, воспользовавшись числовымъ примѣромъ, взятымъ изъ классической книги Налп'а.

Представимъ себѣ, что, вслѣдствіе какихъ-нибудь причинъ, восходитъ, отъ уровня моря, кубическій метръ воздуха, ненасыщенного парами. Пусть

760 мм.—	первоначальн. давленіе,
30° —	» температура,
15.75 мм.—	» абсолютная влажность,
50% —	» относительная влажность,
15.04 гр. —	» въсовое количество паровъ въ кубическомъ метрѣ,
18°.4	—точка росы содержащихся паровъ.

Взятая нами масса воздуха будетъ подыматься, подчиняясь первоначально закону, изложенному на стран. 157, т. е. она будетъ охлаждаться на 1° на каждые 100 метровъ вертикальнаго поднятія; при этомъ поднятіи, пары будутъ приближаться къ состоянію насыщенія, а, слѣдовательно, относительная влажность станетъ возрастать. Наконецъ, на нѣкоторой высотѣ, когда температура понизится до 18°.4, пары достигнутъ точки росы. Это *первая стадія* поднятія, въ которой процессы сгущенія паровъ еще не происходятъ. Опредѣлимъ, на какой высотѣ окончится эта стадія. Первоначальная температура была 30°, а въ концѣ первой стадіи она равна 18°.4; слѣдовательно, паденіе температуры равно 11°.6, а это соответствуетъ поднятію нашей массы воздуха на 1160 метровъ. Но тутъ нужно ввести нѣкоторую поправку. Восходящій воздухъ первоначально находился подъ давленіемъ 760 мм., а въ концѣ *первой* стадіи давленіе понизится до 655 мм. Вслѣдствіе уменьшенія давленія, нашъ кубическій метръ воздуха расширится въ отношеніи $760:655=1.16$, а поэтому, пары, заполнявшіе прежде 1 кубич. метръ, распредѣлятся теперь въ объемѣ 1.16 куб. метра и на долю каждаго метра прійдется паровъ $15.04:1.16=13.0$. Точка росы этихъ паровъ равна 16°.1. Такимъ образомъ, *первая* стадія окончится тогда, когда температура понизится на $30°.0-16°.1=13°.9$, т. е. на высотѣ 1390 или, въ круглыхъ числахъ, на высотѣ 1400 метровъ.

Поднятіе воздуха продолжается, продолжается и дальнѣйшее охлажденіе его; но законъ охлажденія уже иной, такъ какъ восходитъ воздухъ, насыщенный парами. *Второй* стадіей восхожденія мы будемъ называть поднятіе до того момента, когда температура восходящей массы воздуха понизится до 0° («стадія дождя»). Спрашивается, до какой высоты долженъ подняться нашъ воз-

духъ, чтобы температура его упала до 0° , т. е. на $16^{\circ}.1$. Обращаясь къ таблицамъ, находимъ, что, при имѣющихся давленіи и температурѣ, на каждые 100 м. поднятія, температура падаетъ на $0^{\circ}.45$; слѣдовательно, воздухъ долженъ подняться на $(16.1 \times 100) : 0.45 = 3580$ м. Такимъ образомъ, стадія дождя должна оканчиваться на высотѣ 4980 м. Но и здѣсь нужно внести поправку. Мы нашли по таблицамъ, что на каждые 100 м. поднятія температура воздуха падаетъ на $0^{\circ}.45$; но это число получено для воздуха на высотѣ 1400 м. и при $t = 16^{\circ}.1$. Въ концѣ же второй стадіи, давленіе и температура иныя; по таблицамъ найдемъ, что паденіе температуры при новыхъ условіяхъ равно $0^{\circ}.51$ на 100 м. поднятія. Возьмемъ среднюю изъ этихъ величинъ, т. е. $(0^{\circ}.45 + 0^{\circ}.51) : 2 = 0^{\circ}.48$; высота, на которую должна подняться масса воздуха для достиженія 0° , равна $16.1 \times 100 : 0.48 = 3355$ м. Итакъ, конецъ *второй стадіи* будетъ находиться на высотѣ 4755, или, въ круглыхъ числахъ, 4.800 метровъ. Но при температурѣ 0° , количество паровъ, насыщающихъ пространство, равно 4.84 грамма; слѣдовательно, значительная часть паровъ перейдетъ въ жидкое состояніе.

Далѣе, начинается *третья стадія* восхожденія — стадія града. Въ этой стадіи продолжается дальнѣйшее охлажденіе, и, такъ какъ исходная температура этой стадіи равна 0° , то выдѣляющіеся пары будутъ осаждаться въ формѣ кристалловъ. Первоначально процессъ будетъ идти медленно, такъ какъ выдѣляющаяся скрытая теплота достаточна для компенсаціи охлажденія отъ дальнѣйшаго поднятія. Нѣкоторое время температура будетъ поддерживаться около 0° . Принимаютъ мощность *третьей стадіи* равной 200 м.

Остается послѣдняя *четвертая стадія* — стадія снѣга. Посмотримъ, насколько долженъ подняться воздухъ, чтобы отъ 0° онъ охладился до -25° ? Возвращаясь къ нашимъ таблицамъ, найдемъ, что на высотѣ 5000 м. и при температурѣ 0° воздухъ охлаждается на $0^{\circ}.52$ на каждые 100 метровъ вертикальнаго поднятія. Но на верхней границѣ *четвертой стадіи* воздухъ очень сухъ, а потому, паденіе температуры близко къ адіабатическому и, приблизительно, равно $0^{\circ}.90$ на каждые 100 метровъ; среднее составитъ $0^{\circ}.71$. Искомое поднятіе достигнетъ $25 \times 100 : 0.71 = 3500$ метровъ, или, считая отъ поверхности земли, 8500 метровъ.

Соберемъ всѣ отдѣльные результаты въ одно цѣлое и представимъ ихъ въ формѣ общей таблицы:

b	h	t	c	g	e	T
760	0	30° 0	15.75	15.04	50%	18° 4
—	1400	16.1	13.6	13.5	100	16.1
420	4800	0.0	4.57	4.84	,	0.0
—	5000	,	—	—	,	0.0
280	8500	—25.0	0.50	0.58	,	—25.0.

Въ этой таблицѣ:

b —давленіе воздуха въ миллиметрахъ,

h —высота въ метрахъ,

t —температура,

c —абсолютная влажность въ миллиметрахъ,

g —вѣсовое количество паровъ (граммы въ 1 кубич. метрѣ),

e —относительная влажность въ процентахъ,

T —точка росы.

Опредѣлимъ, какой слой осадковъ выпадетъ вслѣдствіе сгущенія паровъ во второй стадіи? Къ концу второй стадіи, взятый нами объемъ воздуха расширился въ отношеніи $760 : 420 = 1.81$. Для насыщенія его нужно $4.84 \times 1.81 = 8.76$ грамма. Но первоначальное содержаніе паровъ равнялось 15.04 грамма; слѣд., разность $15.04 - 8.76 = 6.28$ перешла въ жидкое состояніе и выдѣлилась въ формѣ дождя. Мощность второй стадіи, по вертикальному направленію, составляетъ 3400 метровъ; слѣдовательно, пазъ всего этого столба выдѣлится $3400 \times 6.28 = 21.35$ килограмма паровъ, что составятъ слой воды толщиной въ 11.7 мм. на каждый квадратный метръ. Если допустить, что скорость восходящаго тока равна 3 метрамъ въ секунду, то, по вычисленію Гаппа, часовое количество выпавшей воды достигнетъ 37 мм, что составляетъ уже настоящій ливень. Такимъ образомъ, главной причиной сильныхъ дождей слѣдуетъ считать восходящіе токи.

Волнистыя облака. Математическій анализъ давно въ области физическаго землѣдѣнія имѣетъ обширное примѣненіе. Достаточно вспомнить теоретическія работы Fegrel'я, Oberbeck'a, Guldberg'a и Mohr'a, Helmholtz'a, относящіяся къ общей циркуляціи атмосферы, старыя работы Fougier и Poisson'a о тепловомъ состояніи земной коры, изслѣдованія Томсона о вѣко-

вомъ охлажденіи земли, работы по термодинамикѣ атмосферы Бецольда, изслѣдованія Винера объ астрономическомъ климатѣ, общую теорію оптическихъ и магнитныхъ явленій въ атмосферѣ, аналитическія изслѣдованія приливовъ и отливовъ и т. д. Нѣкоторыя изъ этихъ изслѣдованій дали въ высшей степени изящныя теоретическія объясненія отдѣльныхъ явленій; таковы, напримѣръ, теорія радуги Айгу или теорія морскихъ теченій Цеприца; другія— разъяснили явленія, казавшіяся загадочными, напримѣръ, термодинамическія уравненія, примѣняемыя къ объясненію фѣна, а также восходящихъ и нисходящихъ токовъ вообще. Нѣкоторыя теоретическія построенія ждутъ своего подтвержденія при посредствѣ наблюденій; таковы всѣ аналитическіе выводы, касающіеся циркуляціи атмосферы, а также слѣдствія изъ общей теоріи земного магнетизма.

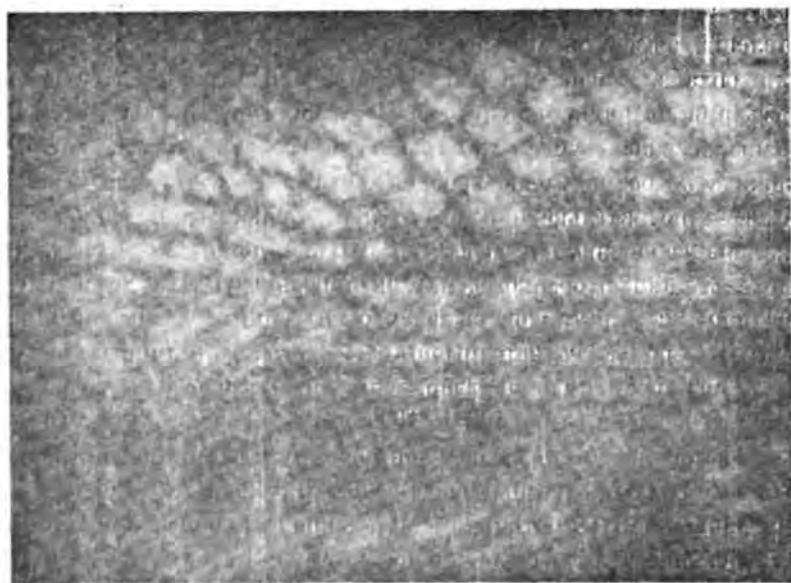
Но въ исторіи науки особенно важны тѣ случаи, въ которыхъ, при помощи анализа, мы проникаемъ вдаль и теоретически открываемъ и предсказываемъ неизвѣстныя до того времени явленія. Это моменты величайшаго торжества человѣческой мысли. Такимъ именно торжествомъ считается теоретическое открытіе астрономомъ Леверье планеты Нептуна. Такой же характеръ имѣетъ открытіе конической рефракціи. Исторія землевѣдѣнія тоже можетъ гордиться подобными же завоеваніями. Я не говорю здѣсь о тѣхъ предсказаніяхъ бурь, осадковъ и вообще состоянія погоды, которыя ежедневно разсылаются центральнымъ метеорологическимъ учрежденіемъ. Это не предсказанія, а лишь предостереженія о существующей и надвигающейся опасности. Нѣтъ, рѣчь идетъ о настоящемъ открытіи, путемъ анализа, явленія, которое оставалось совершенно неизвѣстнымъ, но реальность котораго была, съ теченіемъ времени, неопровержимо доказана. Это Гельмгольцевскія волны въ атмосферѣ¹⁾.

На фиг. 163-ей представлены волнистыя облака съ одной системой, а на 164-ой съ двумя системами пересѣкающихся волнъ.

¹⁾ Общеизвестное изложеніе образованія волнъ Гельмгольца см. а) статья Кавендишъ въ журналѣ «Das Wetter» 1894, S. 237; б) журналъ «Himmel und Erde», 1897, Heft 10; в) Helmholtz «Zur Theorie von Wind und Wellen» въ журналѣ «Verhandlungen der Physik. Gesell. zu Berlin i. Jahre 1888, S. 61. Строгія аналитическія работы Гельмгольца по этому вопросу указаны въ концѣ этой главы (см. «Литературныя указанія»).



Фиг. 163.



Фиг. 164.

Если двѣ массы жидкости, имѣющія рѣзко очерченныя границы, скользятъ одна вдоль другой, то на границѣ ихъ является волнообразное движеніе. Это мы можемъ ежедневно видѣть на поверхности моря при движеніи вѣтра. При известныхъ условіяхъ, прѣвильная форма волнъ испытываетъ сильныя измѣненія. Если скорость вѣтра значительно больше скорости распространенія волнъ, то передняя часть волны дѣлается круче и, наконецъ, волна опрокидывается. Волна опрокидывается также при приближеніи къ мелкому берегу, но здѣсь причина опрокидыванія волны другая. Нижняя часть волны испытываетъ треніе о дно, а поэтому движеніе замедляется внизу, вершина уходитъ впередъ и вся волна опрокидывается. Гельмгольцъ показалъ далѣе, что если въ атмосферѣ скользятъ, одна вдоль другой, двѣ массы воздуха, имѣющія различныя температуры и различныя плотности, то на раздѣляющей ихъ поверхности образуются *воздушныя* волны. Высота и длнна ихъ зависятъ отъ разности плотностей и относительной скорости скользящихъ массъ. Зависимость эта выражена рядомъ формулъ.

Но вѣдь Гельмгольцевскія волны невидимы. Гдѣ же доказательства ихъ реальности? Если допустимъ, что нижній слой воздуха насыщенъ парами, то всякая причина, уменьшающая давленіе, вызоветъ быстрое сгущеніе паровъ въ формѣ тумана или облака. Такое уменьшеніе давленія имѣетъ мѣсто всякій разъ при поднятіи частицъ воздуха на гору волны. На горѣ волны должны сгущаться пары и образовывать облака, расположенныя полосами вдоль гребней волнъ. Такія облака — волнистыя — дѣйствительно наблюдаются и, въ послѣднее время, обратили на себя вниманіе изслѣдователей. Иногда замѣчаютъ двѣ системы такихъ облаковъ, наклоненныхъ другъ къ другу подъ различными углами; очевидно, что воздушныя массы получили импульсъ по двумъ направленіямъ. Итакъ, въ волнистыхъ облакахъ мы находимъ подтвержденіе аналитическихъ выводовъ Гельмгольца (см. фиг. 163 и 164).

Форма волнистыхъ облаковъ обнаруживаетъ только воздушныя волны малой длины (около 300—700 метровъ). Волны средней длины наблюдаются рѣже. Въ вершинахъ этихъ волнъ происходитъ не только сгущеніе пара въ формѣ тумана, но и выдѣленіе осадковъ въ формѣ дождя, что значительно затемняетъ общій ходъ явленія и затрудняетъ наблюденіе.

Большія волны (15—20 килом.) выступают опять рѣзко. Какъ волнистыя облака онѣ уже болѣе не видны, ибо промежутки между гребнями слишкомъ велики и занимаютъ почти весь видимый небосклонъ. Но длинныя волны должны имѣть, по Гельмгольцу, значительную высоту (тысячи метровъ); въ нижней своей части, онѣ испытываютъ болѣе сопротивленія для своего движенія, вслѣдствіе большей близости къ земной поверхности; поэтому, онѣ опрокидываются и вызываютъ то состояніе неба, которое характеризуется періодической смѣной ясной и пасмурной погоды, сопровождающейся штормомъ и густыми облаками, изъ которыхъ идетъ дождь или градъ съ грозой. Это явленіе аналогично прибою: ударъ вѣтра и дождя соответствуетъ опрокидывающемуся гребню; долина совпадаетъ съ спокойной паузой, безъ сгущенія паровъ и безъ облаковъ.

Но, до сихъ поръ, мы представили лишь косвенныя доказательства справедливости теоріи Гельмгольца. 12 января 1894 г., во время поднятія шара изъ Мюнхена ¹⁾, температура внизу была $-8^{\circ}5$; шаръ поднялся до высоты 100 м. и началъ то подниматься, то опускаться въ предѣлахъ 30—60 метровъ; когда выбросили баластъ, шаръ быстро поднялся до высоты 280 метровъ, гдѣ встрѣтилъ температуру $+5^{\circ}5$. Очевидно, что эти колебанія шара были вызваны соответствующими волнами, образовавшимися на границѣ двухъ слоевъ; разность температуръ этихъ слоевъ достигала 14° . Еще интереснѣе поднятіе Emden'a изъ Брюсселя 7 ноября 1896 года ²⁾. Воздухъ внизу былъ совершенно спокойнъ. Но на высотѣ 200 м. вдругъ обнаружилось сильное теченіе отъ запада къ востоку. Вѣроятная скорость его равнялась 12.5 м. въ сек. Термометръ повысился отъ $2^{\circ}7$ до $9^{\circ}2$. Поднявшійся выше, наблюдатели замѣтили, что горизонтъ былъ покрытъ рядомъ цилиндрическихъ облачныхъ массъ, раздѣленныхъ между собою болѣе свѣтлыми промежутками; оси цилиндровъ отстояли другъ отъ друга на разстояніи, среднимъ числомъ, около 540 метровъ и имѣли направленіе отъ сѣвера къ югу. Очевидно, что это были облачныя массы, расположенныя по гребнямъ теоретическихъ волнъ Гельмгольца. Замѣчательно, что разстояніе между цилиндрами соответство-

¹⁾ Ann. de la société météorologique de France. 1897, p. 298.

²⁾ Ibid., 1898, p. 27.

вало тому, которое слѣдовало изъ формулъ Гельмгольца. И дѣйствительно, если разность температуръ скользящихъ массъ воздуха равна 10° , а разность скоростей равна 10 метрамъ, то длина волны должна быть около 550 метровъ. Такимъ образомъ, природа дала возможность непосредственно наблюдать реальные образы теоретическихъ предвидѣній Гельмгольца. Въ послѣднее время отмѣчены и другія явленія, подтверждающія теорію Гельмгольца.

Scheiner изъ Potsdam'a идетъ далѣе и усматриваетъ такіе же волны, но, конечно, колоссальныхъ размѣровъ, на границѣ между фотосферой и хромосферой. Этими волнами, имѣющими различное направленіе, онъ объясняетъ загадочное до сихъ поръ явленіе грануляціи фотосферы.

Волны Гельмгольца имѣютъ гораздо большую высоту и длину въ сравненіи съ волнами на поверхности воды. Длина волны обратно пропорціональна разности плотностей и прямо пропорціональна квадрату относительной скорости скользящихъ массъ воздуха. Wien нашелъ другую формулу для длины подобной волны:

$$l = 2\pi \frac{v^2}{g} \cdot \frac{dd_1}{d^2 - d_1^2},$$

гдѣ g —ускореніе силы тяжести,

d и d_1 —плотности двухъ скользящихъ массъ,

v —относительная скорость скользянія.

Резюмируя все выше изложенное, приходимъ къ тому заключенію, что нижніе осадки (роса, иней, изморозь) образуются вслѣдствіе охлажденія земной поверхности; верхніе осадки (дождь, крупа, градъ, снѣгъ, облака) являются результатомъ смѣшенія или адиабатическаго расширенія; туманы и гололедицы могутъ быть вызваны какъ первой, такъ и второй изъ указанныхъ причинъ.

Водяные пары, при своемъ охлажденіи, осаждаются въ жидкомъ или въ твердомъ состояніи. Въ жидкомъ видѣ они образуютъ росу, дождь, туманъ и нѣкоторыя облака; въ твердомъ—другія формы гидрометеоровъ. Переходъ въ твердое состояніе совершается или простымъ замерзаніемъ (въ видѣ аморфныхъ массъ) образовавшихся первоначально жидкихъ частицъ (гололедица, нѣкоторыя формы иней), или кристаллизаціей ихъ на

сильно охлажденной поверхности (кристаллическія образованія на градинахъ, нарастанія нитей изморози). Существуетъ, наконецъ, еще одна форма конденсаціи пара при очень низкихъ температурахъ: вода переходитъ прямо изъ газообразнаго въ твердое состояніе. Это, своего рода, *сублимація* воды. Авшманн микроскопически изслѣдовалъ такой сублимированный ледъ въ атмосферѣ 15 января 1889 года при температурѣ $-17^{\circ}.8$. Такая тончайшая сублимація отличается, при солнечномъ свѣтѣ, интенсивнымъ блескомъ; полярными путешественниками она отмѣчается какъ «алмазная пыль». Авростатическія поднятія обнаружили, что мельчайшіе элементы свѣга получаютъ путемъ сублимаціи, а не путемъ замерзанія капель.

Структура эмбриональныхъ элементовъ тумана. Макро- и микро-структура первичныхъ продутовъ сгущенія паровъ представляютъ огромный, чисто физическій, интересъ. Относительно жидкихъ элементовъ тумана очень упорно держалась гипотеза пузырьчатаго строенія, давно введенная въ науку Галлеемъ и Лейбницемъ. Кратценштейнъ опредѣлилъ даже микроскопически діаметръ этихъ пузырьковъ (0.001 мм.). Предполагали, что вода, при своемъ сгущеніи, должна первоначально пройти стадію пузырьчатаго строенія. Эта гипотеза была введена для того, чтобы объяснить удовлетворительно цѣлый рядъ явленій: 1) плаваніе въ атмосферѣ элементовъ тумана, 2) рѣзкія очертанія солнца, луны и другихъ источниковъ свѣта, разсматриваемыхъ сквозь слой тумана, 3) голубой цвѣтъ неба, 4) происхожденіе бѣлой радуги, нерѣдко наблюдаемой на фонѣ тумана.

Разсмотримъ каждое изъ этихъ явленій:

1) Stokes показалъ, что плаваніе есть только кажущееся; въ дѣйствительности же, мелкія капельки, образующія облако, падаютъ съ крайне незначительной скоростью. При своемъ паденіи, капля испытываетъ сопротивленіе

$$F=6\pi m r V,$$

гдѣ m —коэффициентъ внутренняго тренія,

r —радіусъ капли,

V —скорость ея паденія.

Съ другой стороны, вѣсъ капли

$$P = \frac{4}{3} \pi r^2 g (\sigma - \rho),$$

гдѣ g —напряженіе силы тяжести,
 σ —удѣльный вѣсъ воды,
 ρ — » » воздуха.

Если установилось равномерное движеніе, то

$$6\pi r m V = \frac{4}{3} \pi g r^2 (\sigma - \rho)$$

или, приблизительно,

$$V = \frac{2r^2 g}{9m}.$$

Въ первомъ приближеніи

$$g = 10^3 \text{ cm. sec}^{-2}, \quad m = 20 \cdot 10^{-5} \text{ cm}^{-1} \text{ g}^{-1} \text{ sec}^{-1}$$

а, слѣдовательно,

$$V = 10^3 r^2.$$

Если діаметръ капли равенъ 10^3 cm. , то

$$V = 1 \text{ cm. sec.}$$

Такая капля будетъ плавать въ воздухѣ, если скорость восходящаго тока равна 1 сантиметру въ секунду. Эта же капля, падая со скоростью 1 сантиметра въ секунду, должна употребить $2\frac{3}{4}$ часа, чтобы пройти слой воздуха въ 100 метровъ толщиною. Замѣтимъ, что прилипаніе частицъ воздуха къ каплямъ еще болѣе увеличитъ сопротивленіе. Если радіусъ капель равенъ 0.01 сантиметра, то скорость паденія достигаетъ 1 метра въ секунду. Слой въ 1000 метровъ капля пройдетъ въ 15 минутъ. Если радіусъ капли превыситъ извѣстный предѣлъ, то сопротивленіе воздуха выразится формулой:

$$F = 6\pi m r^2 V^2).$$

¹⁾ Подробныя литературныя указанія по этому вопросу можно найти въ статьѣ Conrad'a «Bildung und Konstitution der Wolken». Meteorologische Zeitschrift. 1907, April, S. 159.

Скорость паденія, въ этомъ случаѣ, при увеличеніи радіуса капель, будетъ возрастать гораздо медленнѣе.

2) Рѣзкое очертаніе солнца и луны. Clausius пытался доказать, путемъ анализа, что солнце, луна и другіе источники свѣта, разсматриваемые сквозь слой тумана, состоящаго изъ мельчайшихъ *сплошныхъ* капель, теряютъ рѣзкость своихъ очертаній и кажутся расплывчатыми. Но прямые опыты Брюкка противорѣчатъ этому выводу. Если каплю раствора мастики въ спиртѣ бросить въ воду и сильно взболтать, то получится мутная жидкость, которая въ разсѣянномъ свѣтѣ окрашена въ лазуревый, а въ проходящемъ—въ красно-оранжевый цвѣтъ. Солнце, луна, пламя свѣчи, разсматриваемыя черезъ эту мутную среду, сохраняютъ совершенно рѣзкія очертанія.

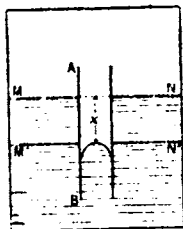
3) Голубой цвѣтъ неба. Clausius, отвергнувъ сплошную форму элементовъ тумана, естественно склонился къ гипотезѣ пузырьчатаго ихъ строенія для объясненія голубого цвѣта неба. Голубой цвѣтъ неба онъ разсматриваетъ какъ явленіе, аналогичное съ цвѣтами тонкихъ пластинокъ, что, неявно, предполагаетъ пластинчатое состояніе тумана. Въ случаѣ конденсаціи пара, пластинчатость эта можетъ явиться лишь въ томъ случаѣ, если элементы тумана примутъ форму пузырьковъ, полыхъ внутри, и имѣющихъ тонкія водяныя стѣнки; въ пленкахъ этихъ, при известной ихъ толщинѣ, въ разсѣянномъ свѣтѣ, мы и должны получить ту лазурь, которой окрашенъ дневной свѣтъ небеснаго свода. Но изъ метеорологической оптики известно, что новѣйшія теорія голубого цвѣта неба, особенно теорія Rayley'a, вполне объясняютъ голубой цвѣтъ неба, не вводя въ науку постулата о пузырьчатомъ строеніи элементовъ тумана.

4) Бѣлая радуга на фонѣ тумана. Декартъ далъ *геометрическую* теорію радуги, разсматривая ходъ лучей въ каплѣ. На основаніи этой теоріи, радіусъ, которымъ описана дуга радуги и порядокъ цвѣтовъ, не зависятъ отъ величины капель. Англійскій ученый Airy далъ полную теорію радуги. По этой теоріи, какъ радіусъ радуги такъ и порядокъ цвѣтовъ, являются функциями діаметра элементовъ облака. Если радіусъ капель очень малъ, то получается бѣлая радуга и радіусъ ея значительно меньше декартовской. Такимъ образомъ, теорія бѣлой радуги не нуждается въ гипотезѣ пузырьчатаго строенія элементовъ тумана.

Kiessling опровергает также гипотезу пузырьчатости непосредственными опытами¹⁾. Онъ показалъ, что, въ массѣ тумана, быстрое уменьшеніе давленія не вызываетъ замѣтнаго измѣненія суспендированныхъ тѣлецъ. Въ опытахъ Kiessling'a, давленіе уменьшалось быстро отъ одной атмосферы до 120 и 80 мм. Если бы элементы тумана состояли изъ пузырьковъ, то они должны были бы испытывать расширеніе, чего вовсе не наблюдалось.

Существуютъ, наконецъ, непосредственныя микроскопическія изслѣдованія элементовъ тумана, произведенныя Азманп'омъ на Брокенѣ, при температурѣ -10° и неподтверждающія пузырьчатого строенія. На стекло микроскопа падали маленькія капельки. Всѣ онѣ были жидкія и быстро испарялись. Не было ни одного кристалла, ни одной снѣжинки; ни одна капля не кристаллизовалась, не обратилась въ снѣжинку. Тѣ капли, которыя не испарялись въ теченіе 5—10 секундъ, отвердѣвали въ плотныя, вполне прозрачныя, не содержащія воздушнаго пузырька, ледяныя шарикъ, безъ всякаго измѣненія своего вида.

Мало того, исходя изъ теоріи капиллярныхъ явленій, можно показать, что пузырьчатое строеніе тумана физически невозможно. Представимъ себѣ (фиг. 165) сосудъ съ жидкостью и



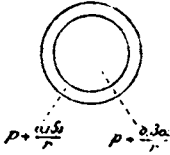
Фиг. 165.

опустимъ въ нее несмачивающуюся трубку. Уровеньъ жидкости въ трубкѣ будетъ стоять ниже уровня въ сосудѣ и имѣть выпуклую форму. Если назовемъ давленіе на поверхность жидкости въ сосудѣ черезъ p , то давленіе на нашъ менискъ будетъ $p+z$, гдѣ z —капиллярная депрессія, которая, какъ извѣстно, обратно пропорціональна радіусу (r) кривизны²⁾. Выпуклый менискъ, слѣдовательно, находится подъ давленіемъ $p+z$, т. е. при переходѣ изъ среды въ жидкость давленіе скачкомъ возрастаетъ. Обратное, при переходѣ изъ среды въ жидкость черезъ вогнутый менискъ давленіе скачкомъ уменьшается на величину $z = \frac{0.151}{r}$. Примѣнимъ эту теорію

¹⁾ Kiessling. Untersuchungen über Dämmerungerscheinungen. Hamburg, 1888.

²⁾ Если жидкость смачиваетъ стѣнки трубки, то менискъ вогнутъ, уровеньъ выше, чѣмъ въ сосудѣ, и давленіе меньше p .

рію къ нашему пузырьчатому элементу. Снаружи на него давить атмосфера p (фиг. 166); при переходѣ изъ наружной среды въ жидкую пленку, давленіе возрастаетъ на z ; при переходѣ же изъ внутренней полости въ ту же пленку давленіе уменьшается на z . Слѣдовательно, давленіе во внутренней полости будетъ больше, чѣмъ во внѣшней средѣ, на



Фиг. 166

$\frac{0.151}{r} + \frac{0.151}{r} = \frac{0.302}{r}$. Иначе говоря, снаружи на

пузырекъ дѣйствуетъ давленіе p , а изнутри $p + \frac{0.302}{r}$. Если $r = 0.001$ см., то избытокъ давленія равенъ 302 см. водяного столба. Если же радіусъ будетъ въ 3 раза меньше, то избытокъ внутренняго давленія надъ внѣшнимъ достигнетъ 1 атмосферы, а при такой разности давленій, находящійся внутри воздухъ долженъ диффундировать, и существованіе пузырьчатого элемента становится невозможнымъ.

Итакъ, гипотеза пузырьчатого строенія тумана должна быть отброшена.

Что касается эмбріональныхъ ледяныхъ кристалловъ, образующихся въ атмосферѣ, то вообще они имѣютъ форму шести-гранныхъ прямыхъ призмъ съ притупленными ребрами у верхняго и нижняго основаній. Если кристаллы развиты сильно по оси, то они получаютъ форму ледяныхъ иглъ. Если развитіе по оси слабое, то кристаллъ имѣетъ форму пластинки. Притупляющія плоскости составляютъ съ осью уголъ $54^{\circ}44'$.

Размѣры эмбріональныхъ продуктовъ конденсаціи. Существуютъ способы опредѣленія размѣровъ элементовъ, образующихъ облако. Эти способы излагаются въ метеорологической оптикѣ. Они основаны на той зависимости, которая существуетъ между діаметрами туманныхъ шариковъ и діаметрами цвѣтныхъ колець, образующихся вокругъ солнца и луны (вѣнецъ или корона). Эти дифракціонныя явленія получаются тогда, когда между глазомъ наблюдателя и свѣтиломъ находится мало плотный слой тумана или облака. Каемтцъ, измѣряя діаметры цвѣтныхъ колець, нашелъ, что діаметръ туманныхъ элементовъ равенъ:

зимною	0.0958 мм.
лѣтомъ	0.0165 »
среднее	0.014—0.035 »

Dines и Assmann, микроскопическимъ путемъ, нашли :

Dines . . . 0.016—0.027 мм.

Assmann . . . 0.008—0.117 »

Средняя величина туманныхъ жидкихъ элементовъ равна 0.02 мм.¹⁾

Роль пыли. Естественно предположить, что какъ только пары достигаютъ насыщенія, тотчасъ же начинается образованіе эмбриологическихъ элементовъ тумана. Но Coulier впервые показалъ, что, подъ колоколомъ воздушнаго насоса, только тогда образуется туманъ, когда воздухъ содержитъ пыль; безъ пыли воздухъ можно перенасытить парами.

Возьмемъ колбу съ водою: закроемъ колбу пробкою, черезъ которую проходитъ стеклянная трубка, соединенная съ разряжающимъ насосомъ; надъ водою скоро образуется насыщенный паръ, который, какъ извѣстно, есть безцвѣтный и совершенно прозрачный, а потому и невидимый газъ. Если же, однимъ или двумя ударами поршня, этотъ паръ быстро расширить и внезапно охладить, то онъ дѣлается пересыщеннымъ и осѣдаетъ въ непрозрачный туманъ, состоящій изъ капелекъ воды. Если позади сосуда поставить электрическую лампочку, то, въ моментъ осажденія, мы увидимъ рядъ цвѣтныхъ колець (корона или вѣнецъ) вокругъ источника свѣта. Но такое осажденіе пара происходитъ лишь тогда, когда сосудъ наполненъ обыкновеннымъ комнатнымъ воздухомъ, содержащимъ пыль; если же въ сосудѣ находится совершенно чистый воздухъ (очищенный отъ пыли предварительнымъ пропусканіемъ чрезъ ваточную пробку), то въ немъ туманъ не образуется—сосудъ остается совершенно прозрачнымъ, а если паръ осѣдаетъ, то исключительно на стѣнкахъ сосуда. Изъ всего этого мы должны заключить, что туманъ образуется вслѣдствіе осѣданія насыщеннаго пара на смоченную поверхность плавающихъ въ немъ пылинкокъ, которыя служатъ ядрами для образующихся при этомъ капелекъ жидкости. При отсутствіи пыли паръ можетъ пересыщаться и не осѣдаетъ.

Еще болѣе развилъ этотъ вопросъ Aitken. Изъ опытовъ

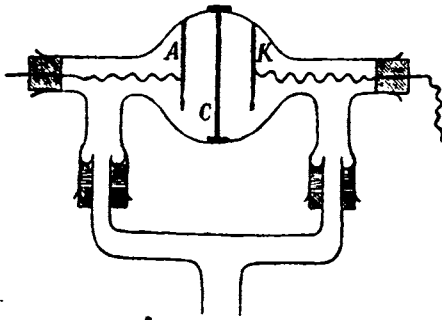
¹⁾ См. также статью Ferster'a «Die Berechnung der Grösse der Wolken-elemente» въ «Meteorologische Zeitschrift». Hann-Band. 1906, S. 378.

Aitken'a вывели даже поспѣшное заключеніе, что безъ пыли вовсе невозможно образованіе тумана и дождя; возможна только конденсація на *поверхности* твердыхъ тѣлъ. Но новѣйшіе опыты Wilson'a показали, что перенасыщеніе имѣетъ своя предѣлы. Обозначимъ черезъ v_1 объемъ насыщеннаго воздуха, освобожденнаго отъ пыли, и v_2 —объемъ той же массы воздуха послѣ ея расширенія; конденсація возможна только тогда, когда $v_2 : v_1 > 1.25$. Какую же роль играетъ пыль въ процессѣ конденсаціи паровъ? Каждая пылинка является ядромъ, на которомъ начинается процессъ сгущенія. Мы видѣли выше, что упругость насыщеннаго пара зависитъ отъ формы поверхности жидкости, надъ которой онъ образуется. Изъ формулы лорда Kelvin'a (стр. 173) видно, что упругость пара надъ выпуклой поверхностью больше, а надъ вогнутой меньше, чѣмъ надъ плоской. Паръ осѣдаетъ на поверхность жидкости, когда его упругость сколько нибудь превышаетъ упругость испаренія этой жидкости. Упругость испаренія капли пропорціональна ея кривизнѣ; следовательно, начальная стадія самостоятельнаго образованія капельки, когда ея размѣры безконечно малы, могла бы происходить только при безконечно большой упругости пара; на поверхность же пылинки, даже микроскопической, паръ можетъ осѣдать, будучи лишь немного пересыщенъ.

Роль іоновъ при образованіи тумана. Капельки тумана образуются не только вокругъ пылинокъ, но и вокругъ іоновъ электропроводящаго газа. Послѣ быстрого расширенія влажнаго воздуха, пылинки, на которыя осѣдаетъ паръ, отяжелѣвъ, падаютъ внизъ. Если влажный воздухъ нѣсколько разъ подъ рядъ расширять, то онъ очищается отъ пылинокъ, и новое расширение не сопровождается появленіемъ тумана; если же такой, очищенный отъ пыли, воздухъ подвергнуть дѣйствию какого-нибудь іонизатора (наэлектризованнаго острія, рентгеновскихъ лучей и т. п.), и затѣмъ быстро расширить, то туманъ вновь появляется. Слѣдующій опытъ Р. Гельмгольца наглядно доказываетъ справедливость этого заключенія. Колба съ водою закрыта пробкою, черезъ которую проходитъ узкая стеклянная трубочка. Нагрѣемъ колбу до кипѣнія воды; тогда изъ трубочки будетъ вырываться струя пара, которую освѣтимъ продольно лучами электрическаго фонаря; если на такую струю смотрѣть сбоку, поставивъ на другую сторону черную ширму, то она

представляется сърой и неопредѣленнаго очертанія. Вблизи начала струи помѣстимъ остріе, соединенное съ электрическою машиною; какъ только электричество начнетъ стекать съ острія, то струя ярко вспыхиваетъ и окрашивается въ яркіе цвѣта отъ тѣхъ дифракціонныхъ явленій, которыя вызываются образовавшимися капельками: по выходѣ изъ трубки струя не видна, въ нѣкоторомъ разстояніи она синяя, далѣе зеленая, желтая, красная, затѣмъ опять синяя и т. д.; различіе цвѣтовъ зависитъ отъ того, что въ разныхъ мѣстахъ струи образуются капельки различныхъ размѣровъ. Такое осѣданіе пара можно вызвать не только іонизированіемъ воздуха отъ наэлектризованнаго острія, но и другими іонизаторами: пламенемъ, рентгеновскими лучами, лучами радія и т. п.

Въ электропроводящемъ воздухѣ имѣются положительныя и отрицательныя іоны; одинаково ли дѣйствуютъ, какъ центры осѣданія, тѣ и другіе іоны? Рѣшеніемъ этого вопроса занялся Уильсонъ (С. Т. R. Wilson). Сферическій сосудъ, въ которомъ вызывалось осѣданіе, раздѣлялся мѣдною перегородкой *C* (фиг. 167) на двѣ равныя части; въ каждой половинѣ сосуда находилось по электроду *A* и *K*; тонкій слой воздуха вблизи перегородки подвергался дѣйствию іонизатора (рентгеновскихъ лучей); среднюю перегородку отводили къ



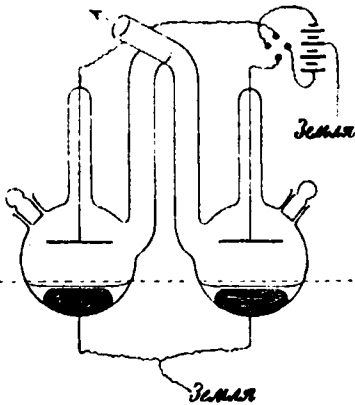
Фиг. 167.

земль, лѣвый электродъ *A*, заряжали положительно, а правый *K*—отрицательно. Подъ дѣйствіемъ электрическихъ силъ поля, въ освѣщенномъ слоеъ справа отъ перегородки отрицательныя іоны входятъ въ послѣднюю, а положительныя распространяются въ правой половинѣ сосуда; точно также, въ освѣщенномъ слоеъ слѣва отъ перегородки положительныя іоны входятъ въ послѣднюю, а отрицательныя распространяются въ лѣвой половинѣ сосуда; при такихъ условіяхъ, одна половина сосуда содержала положительныя іоны, а другая—отрицательныя. Затѣмъ приступали къ расширенію воздуха, заключающагося въ сосудѣ;

земль, лѣвый электродъ *A*, заряжали положительно, а правый *K*—отрицательно. Подъ дѣйствіемъ электрическихъ силъ поля, въ освѣщенномъ слоеъ справа отъ перегородки отрицательныя іоны входятъ въ послѣднюю, а положительныя распространяются въ правой половинѣ сосуда; точно также, въ освѣщенномъ слоеъ слѣва отъ перегородки положительныя іоны входятъ въ послѣднюю, а отрицательныя распространяются въ лѣвой половинѣ сосуда; при такихъ условіяхъ, одна половина сосуда содержала положительныя іоны, а другая—отрицательныя. Затѣмъ приступали къ расширенію воздуха, заключающагося въ сосудѣ;

если это расширение (измѣряемое отношеніемъ объемовъ определенной массы воздуха послѣ и до разрѣженія) равнялось 1.25, то туманъ появлялся лишь въ той половинѣ сосуда, въ которой находились отрицательные іоны; при расширеніи—1.31, туманъ появлялся въ обѣихъ половинахъ сосуда. Итакъ, водяные пары легче осѣдаютъ на отрицательные іоны, чѣмъ на положительные¹⁾.

Въ 1906 году обнародована работа Prziбram'a²⁾, посвященная количественному изслѣдованію того же вопроса. Prziбram подтвердилъ прежніе выводы Wilson'a, что, при $1.25 < \frac{v_2}{v_1} < 1.31$, водяные пары осаждаются только на отрицательныхъ іонахъ: но если $\frac{v_2}{v_1}$ дѣлается больше 1.31, то осажденіе наступаетъ и на положительныхъ іонахъ. Приборъ Prziбram'a имѣлъ слѣдующій видъ (фиг. 168). Два стеклянные шара, въ три сантиметра въ діаметрѣ, соединены U-образной трубкой между собою, и съ расширительнымъ аппаратомъ. Каждый изъ нихъ содержалъ нѣсколько капель ртути, отведенныхъ помощью платиновой проволоки къ землѣ. Надъ ртутью находился тонкій слой испытуемой жидкости. Надъ жидкостью, въ разстояніи 12 мм., находились два круглые электрода въ 2 сант. въ діаметрѣ, поддерживаемые при равныхъ,



Фиг. 168.

но противоположныхъ по знаку, потенціалахъ. При помощи особой свинцовой ширмы со щелями, направляли пучекъ рентгеновскихъ лучей такъ, чтобы іонизировать тонкіе слои воздуха подъ электродами. Въ шарѣ, содержащемъ положительный

¹⁾ Зильовъ. Испареніе и осѣданіе. Физическое Обзорніе. 1905, № 6.

²⁾ Ueber die Kondensation von Dämpfen in ionisirter Luft von Dr Karl Prziбram. Sitzungsab. der K. Akademie der Wissenschaften in Wien. Math-nat. Klasse. Bd. CXV, Abt. II a. 1906.

электродъ, преобладали отрицательные іоны, а въ другомъ — положительные. Производя осторожно опытъ, можно было опредѣлить расширение, при которомъ въ одномъ шарѣ происходило сильное сгущеніе, а въ другомъ — образованіе лишь двухъ-трехъ капель. При дальнѣйшемъ расширеніи, начиналось осѣданіе пара и на положительныхъ іонахъ. Оказалось, что осѣданіе паровъ воды на отрицательныхъ іонахъ начинается тогда, когда $\frac{v_2}{v_1} = 1.265$; конденсація же на положитель-

ныхъ іонахъ наступаетъ при $\frac{v_2}{v_1} = 1.314$. Другія тѣла, какъ напримеръ Methylalkohol, Aethylalkohol, Chloroform, обладаютъ противоположными свойствами: пары ихъ первоначально осаждаются на положительныхъ іонахъ и только впоследствии на отрицательныхъ ¹⁾.

Дальнѣйшія стадіи образованія верхнихъ осадковъ. Процессъ образованія дождя. Волѣдъ за зарожденіемъ эмбриональныхъ элементовъ облака, наступаютъ дальнѣйшія стадіи процесса сгущенія: образованіе тончайшихъ, уже видимыхъ, капель, постепенное ихъ нарастаніе и, наконецъ, выпаденіе дождя. При восхожденіи на горы или во время воздушныхъ поднятій, удавалось иногда наблюдать всѣ эти разнообразныя стадіи. Таково образованіе дождя съ вѣшной стороны. Но самая сущность процесса, а также причины, способствующія увеличенію первичныхъ элементовъ, не вполне выяснены. Можно сдѣлать нѣсколько предположеній.

Если въ насыщенномъ парѣ уже возникли маленькія капельки, образовавшіяся около взвѣшенныхъ пылиннокъ, то размѣры ихъ, по всей вѣроятности, различны, а потому эти капельки обладаютъ различными упругостями испаренія. Легко видѣть, что безконечно малая капелька неустойчива; обладая очень большою упругостью испаренія, она, если только не находится въ сильно пересыщенномъ парѣ, будетъ испаряться, убывать и, наконецъ, исчезнетъ. Въ то же время, на большія капельки, обладающія меньшею упругостью испаренія, будетъ осаждаться паръ и тѣмъ быстрее, чѣмъ размѣры ея больше.

¹⁾ Литературу по этому вопросу см. статью Gerdien'a въ „Jahrbuch der Radioaktivität“, 1904, I, 24.

Такииъ образомъ, въ массѣ тумана, большія капельки растутъ на счетъ меньшихъ и скоро достигаютъ конечныхъ размѣровъ.

Но можно сдѣлать и другое допущеніе: мелкіе элементы, съ теченіемъ времени, сливаются въ болѣе крупныя капли. Весь вопросъ въ томъ, какія причины вызываютъ это сближеніе и сліяніе капель. Нѣкоторые изслѣдователи допускаютъ, что такому сліянію можетъ способствовать движеніе воздуха. Нерѣдко можно наблюдать тяжелыя, темныя тучи, долго не дающія осадковъ. Вдругъ наступаетъ моментъ, когда туча разрѣшается дождемъ. Нерѣдко это разрѣшеніе происходитъ тотчасъ вслѣдъ за ударомъ молніи и грома. Иногда же туча пронесется, вовсе не давая осадковъ. Явленіе происходитъ такъ, какъ будто какая-то внѣшняя причина сообщаетъ импульсъ для нарастанія мелкихъ первичныхъ элементовъ дождя. Казалось бы, что если въ известномъ пространствѣ, находящемся въ совершенномъ покоѣ, образовались элементы тумана, то, въ подобной средѣ, не существуетъ условій, необходимыхъ для сліянія капель. Отдѣльные элементы этой тучи должны медленно опускаться съ известной скоростью. Необходимо нарушить однородность этой массы; вся суть теоріи дождя заключается въ томъ, чтобы указать причину, нарушающую однородность подобной тучи. Несомнѣнно, что движеніе воздуха можно разсматривать, какъ одну изъ этихъ причинъ. Reupolds приписываетъ нарушеніе этой однородности охлажденію *внѣшней* поверхности тучи вслѣдствіе лучеиспусканія. Охлажденные верхнія частицы сгущаются на своей поверхности больше влаги, дѣлаются тяжелѣе, падаютъ внизъ, сливаются съ другими; мѣсто ихъ занимаютъ частицы, ниже лежащія и т. д. Lenard приписываетъ главную роль электричеству¹⁾.

Мы сказали, что элементы облаковъ должны получить, вообще, внѣшній импульсъ для того, чтобы началось нарастаніе первичныхъ туманныхъ пузырьковъ и выпаденіе дождя. Лѣтъ десять тому назадъ, явилась мысль, что сильныя искусственныя сотрясенія въ атмосферѣ могутъ вызвать выпаденіе осадковъ; является, слѣдовательно, возможность *искусственно* вызывать дождь помощью взрывовъ, производимыхъ на земной поверхности или

¹⁾ Lenard, Ueber Regen. Meteorologische Zeitschrift. 1904, S. 249. Въ этомъ же журналѣ можно найти многочисленныя работы и литературныя указанія по вопросу объ образованіи дождя.

на известной высотѣ въ атмосферѣ. Опыты искусственнаго образованія дождя вызвали, въ свое время, большую сенсацію; но они окончились, какъ и можно было ожидать, полной неудачей. И дѣйствительно, если даже допустить, что взрывы и сотрясенія могутъ дать толчекъ для нарастанія капель, то это возможно только въ томъ случаѣ, когда туча уже образовалась, запасъ влаги накопился и недостаетъ только импульса для начала дальнѣйшей стадіи сгущенія. Атмосфера должна быть въ состояніи *неустойчиваю* равновѣсія. Но если атмосфера далека отъ насыщенія, если надъ данной мѣстностью господствуетъ область высокаго давленія, крайне бѣдная влагой, то сотрясенія не могутъ ни создать, ни привлечь влаги; въ крайнемъ случаѣ, они могутъ вызвать лишь незначительные восходящіе токи и, въ свою очередь, незначительные осадки, которые, можетъ быть, даже не достигнутъ земной поверхности, а испарятся въ воздухѣ. Указывали на то, что послѣ большихъ сраженій бывали ливни. Но, съ одной стороны, остается неизвѣстнымъ, какое число сраженій и взрывовъ не сопровождалось вовсе осадками, вслѣдствіе чего, вѣроятность дождя послѣ канонады не можетъ быть опредѣлена. Съ другой стороны, совершенно неизвѣстно состояніе погоды до и во время сраженій. Столь же неудачны, какъ это окончательно установлено Pernter'омъ, опыты *разспянія* градовыхъ тучъ стрѣльбою изъ мортиръ ¹⁾.

Капли воды, особенно во время сильныхъ грозовыхъ ливней, падаютъ внизъ съ значительной высоты, принося съ собою болѣе низкую температуру высокихъ слоевъ. Вода эта, испаряясь на земной поверхности, связываетъ, въ формѣ скрытаго, нѣкоторое количество тепла; наконецъ, капли воды, падая внизъ, увлекаютъ съ собою нѣкоторое количество болѣе холоднаго воздуха высокихъ слоевъ. Всѣ эти обстоятельства, вмѣстѣ взятыя, способствуютъ тому, что, послѣ выпаденія грозового ливня и особенно послѣ града, температура воздуха сильно понижается.

Величина капель и ихъ распредѣленіе. Въ настоящее время въ метеорологіи преобладаетъ *физическое* направленіе работъ. Въ виду этого, усилія ученыхъ направлены, преиму-

¹⁾ Pernter. Das Ende des Wetterschiessens. Meteorologische Zeitschrift. 1907, März, S. 97.

щественно, на изученіе внутренней *физической* стороны явленій; при этомъ, весьма часто стали примѣнять, кромѣ непосредственныхъ наблюденій, чисто *экспериментальные* методы и даже искусственное, такъ сказать лабораторное, воспроизведеніе многихъ явленій природы. На предыдущихъ страницахъ этой главы изложены кратко результаты подобныхъ изысканій по отношенію къ механизму образованія различныхъ осадковъ въ атмосферѣ. Слѣдуя по этому пути, естественно заинтересовались вопросами о величинѣ капель и законѣ ихъ распредѣленія, скорости паденія, химическомъ составѣ и т. под.

Размѣры капель во время одного и того же дождя различны отъ 0.5 до 5 мм. въ діаметрѣ. Тяжелыя капли падаютъ быстрѣ легкыхъ, а потому, въ началѣ грозового дождя мы замѣчаемъ обыкновенно паденіе крупныхъ капель. Въ прежнее время существовали рассказы о томъ, что діаметръ капель при тропическихъ дождяхъ достигаетъ парижскаго дюйма (27 мм.). Оказалось, что это мнѣніе сильно преувеличено. Wiesner¹⁾ экспериментально показалъ, что наибольшія капли не могутъ быть тяжелѣе 0.2 грамма. Если большая капля падаетъ съ высоты 22 метровъ, то она разбивается на части; вѣсъ каждой части не превышаетъ 0.2 грамма, т. е. 7 мм. въ діаметрѣ. Ritter нашелъ, что максимальный вѣсъ капель—0.14 грамма или 6.6 мм. въ діаметрѣ. При обыкновенномъ дождѣ вѣсъ капель не превышаетъ 0.065 грамма. Wiesner, на островѣ Явѣ, во время сильнѣйшаго дождя, опредѣлялъ средній вѣсъ капель 0.16 грамма или 6.7 мм. въ діаметрѣ, а въ австрійскихъ Альпахъ нашелъ, что максимумъ вѣса капли составляетъ 0.12—0.13 грамма (діаметръ—6 мм.). Утверждали, что въ тропическомъ поясѣ дождь падаетъ не каплями, а льетъ иногда непрерывной струей. Невѣроятность этого утвержденія очевидна. Во-первыхъ, тонкія струйки всегда стремятся разбиться на капли; во-вторыхъ, если допустить существованіе такого дождя, льющаго тонкими струйками не болѣе 1 мм. въ сѣченіи, то количество воды, которая выпадетъ въ теченіе 30 минутъ, во много разъ превзойдетъ все извѣстное намъ о самыхъ интенсивныхъ ливняхъ на земномъ

¹⁾ Wiesner. Beiträge zur Kenntnis des tropischen Regens. Sitzungsber. der K. Akademie der Wissenschaften. Wien. Math.-naturw. Klasse, Bd. CIV, Abt. 1, S. 1397, 1895.

шарѣ. Приведемъ здѣсь одинъ изъ опытовъ Wiesner'a. Подъ давленіемъ столба воды въ 20 сантиметровъ, вода вытекала изъ бюретки съ отверстіемъ въ 1.5 мм. Уже въ разстояніи 12 метровъ отъ отверстія, струя разбивалась на капли; каждую секунду выпадалъ 1 куб. сантиметръ воды. Если допустимъ, что на квадратный сантиметръ падалъ одинъ такой столбъ, то высота выпавшаго дождя составитъ 600 мм. въ минуту или 36000 мм. въ часъ, т. е. въ часъ должно выпасть воды въ 3 раза больше, чѣмъ годовое количество воды въ Черрапонжѣ (въ Индіи), наиболѣе дождливомъ мѣстѣ земного шара.

Defant¹⁾ и Becker²⁾ применили, для изученія величины капель и ихъ распредѣленія, методъ всасыванія. Если капля упадетъ на пропускную бумагу, извѣстнымъ образомъ обработанную, то она расплывается на ней въ формѣ кружка; капли одинаковаго вѣса занимаютъ одинаковыя протяженія. Обратно, по величинѣ кружковъ можно судить о вѣсѣ капель, если только бумага предварительно градуирована. Кружки, полученные отъ паденія дождевыхъ капель, можно фиксировать³⁾. Оказалось, что вѣса наиболѣе часто выпадающихъ капель находятся въ отношеніи

$$1 : 2 : 3 : 4 : 6 : 8 : 12 : 16 : \dots$$

Главные максимумы относятся между собою какъ

$$1 : 2 : 4 : 8.$$

Максимальная повторяемость падаетъ на слѣдующіе вѣса (въ миллиграммахъ):

$$0.11, 0.23, 0.35, 0.46, 0.69, 0.92, 1.88, 1.84, 2.76, 3.68.$$

Значительный интересъ представляетъ также вопросъ о содержаніи воды въ облакѣ. Заслуживаетъ вниманія работа Conrad'a⁴⁾, который нашелъ, что наиболѣе плотное изъ всѣхъ

¹⁾ Defant. Meteorologische Zeitschrift. 1905, S. 321.

²⁾ Becker. Zur Messung der Tropfengrößen bei Regenfällen. Meteor Zeitschrift. 1907, S. 247.

³⁾ Бумага можетъ быть выписана по слѣдующему адресу: Dresden. Max Dreverhoff, Barytfiltrierpapier, Marke I, Qualität № 311.

⁴⁾ Denkschriften der Akademie der Wissenschaften. Wien. 1901, 73, S. 115.

ислѣдованныхъ облаковъ заключало 5 граммовъ воды въ кубическомъ метрѣ; содержаніе воды въ газообразной формѣ всегда превышало жидкую часть облака. Если допустить, что радіусъ каждой капли равенъ 0.001 сантим., то среднее число капель въ кубическомъ сантиметрѣ равно 1000; среднее взаимное расстояние капель составляетъ около 1 мм. Относительно тумана полученъ слѣдующій результатъ. Если густота тумана такова, что черезъ него можно видѣть предметы на разстояніи

25 шаговъ,	то въ куб. метрѣ	завключается	4.5 грамма	воды
30—40	» , » » » »	»	3.0	» »
70	» , » » » »	»	менше 1	» »

Въ послѣднее время выдвинуть весьма важный вопросъ объ электрическомъ состояніи выпадающихъ изъ атмосферы осадковъ¹⁾. Оказалось, что осадки нерѣдко несутъ нѣкоторый, иногда положительный, иногда отрицательный, электрическій зарядъ. Наблюдали случаи, когда, во время одного и того же дождя, знакъ заряда мѣнялся нѣсколько разъ. Вопросъ этотъ подробнѣе рассмотримъ въ электрометеорологіи.

Образованіе снѣга. Снѣжинки образуются изъ первоначальныхъ элементовъ, путемъ осажденія на нихъ новыхъ кристалловъ. При этомъ, вновь осаждающіеся кристаллы образуютъ съ основными и между собою, преимущественно, уголъ въ 30° и его производные. Вслѣдствіе этого, получается огромное разнообразіе формъ снѣжинокъ. Иногда можно даже прослѣдить непосредственно различныя стадія процесса нарастанія снѣга. Такъ, Tissandier, во время воздушнаго поднятія 8 ноября 1868 года, наблюдалъ внизу, у земной поверхности, большія хлопья снѣга; по мѣрѣ поднятія шара, хлопья уменьшались; на высотѣ 2100 метровъ, аэронавты достигли мѣста зарожденія снѣга; воздухъ былъ прозраченъ и видѣлись лишь мелкіе, мерцающіе, ледяные кристаллики.

Форма снѣжинокъ; снѣговые цвѣты. Мы уже видѣли, что змбріональныя формы кристаллизаціи воды имѣютъ видъ шестигранныхъ прямыхъ призмъ. При благоприятныхъ условіяхъ,

¹⁾ J. Elster und H. Geitel. Beobachtungen, betreffend die elektrische Natur der atmosphärischen Niederschläge. Sitzungsberichte d. K. Akademie d. Wiss. in Wien. Mathem.-naturw. Classe; Bd. XCIX. Abth. II a, Mai 1890.

кристаллы эти смерзаются, образуя разнообразнѣйшія сложныя формы. Въ настоящее время, извѣстны уже ¹⁾ многочисленныя виды снѣжинокъ. На таблицѣ I изображены болѣе простыя формы, позаимствованныя изъ книги Hellmann'a. Таблицы II, III, IV и V представляютъ копія прекрасныхъ микрофотографій г. Сигсона въ Рыбинскѣ. Весьма причудливыя формы образуютъ также кристаллы, которые сублимируются зимою, во время сильныхъ морозовъ, на оконныхъ стеклахъ нашихъ домовъ. Фламмаріонъ посвятилъ цѣлую книгу обзорнѣю этихъ формъ. Крайне интересныя формы описаны также италіанскимъ геологомъ Bombici ²⁾. Этотъ ученый наблюдалъ снѣгъ на равнинахъ сѣверной Италіи. Въ теченіе нѣсколькихъ сутокъ, поверхность снѣга подвергалась послѣдовательно, при ясной и тихой погодѣ, то поверхностному таянію въ дневныя часы, то легкому замерзанію ночью. Въ результатъ, часть равнины покрывалась причудливыми ледяными цвѣтами (таблица VI—VII).

Форма градинъ. Давно было извѣстно, что градины заключаютъ въ своей центральной части рыхлое ядро, на которомъ расположены концентрическіе слои, то болѣе плотнаго, то болѣе рыхлаго, льда. Въ нѣкоторыхъ градинахъ можно видѣть какъ бы рядъ лучистыхъ прослоекъ, идущихъ отъ центра къ периферіямъ. Но ближайшее разсмотрѣніе градинъ обнаружило, въ отдѣльныхъ случаяхъ, кристаллическое строеніе: на поверхности градины иногда виденъ (фиг. 169, сверху) рядъ вполнѣ развитыхъ кристалловъ (наблюденія Абиха) или вся градина представляетъ ³⁾ гнѣздо (фиг. 169, внизу), напоминающее гнѣздо кристалловъ кварца (наблюденіе Секи). Такія кристаллическія наслоенія особенно часто наблюдалъ Абихъ на Кавказѣ и рисунки градинъ даны въ его книгѣ ⁴⁾. Изученіемъ структуры градинъ, въ связи съ способомъ ихъ образованія, особенно под-

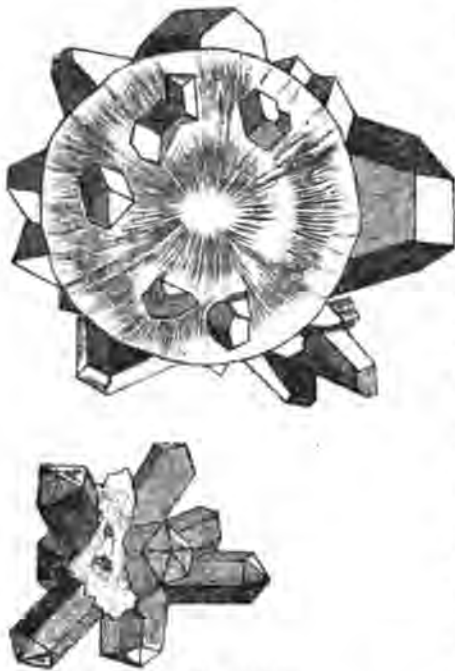
¹⁾ См. Hellmann. Schneekrystalle. Beobachtungen und Studien. Berlin. 1893, а также работа Westmann'a о формахъ и величинахъ снѣговыхъ кристалловъ въ «Mission scientifique pour la mesure d'un arc du méridien au Spitzberg 1899—1902. Mission suédoise. Tome II, Sect. VIII. Stockholm, 1906.

²⁾ Bombici. Scienza popolare, prelezioni, lecture, conference. Bologna. 1883. I grandi mirabili fiori di neve; p. 177.

³⁾ Comptes Rendus de l'Acad. des Sciences. Paris. 1876, p. 1010.

⁴⁾ Abich. Ueber die krystallinischen Hagel. Tiflis. 1871.

робно занимался покойный профессор *Э. Н. Шведовъ*¹⁾. Исходя изъ той мысли, что для образованія ледяныхъ кристалловъ значительной величины требуется продолжительное время и покойное состояніе среды, проф. Шведовъ приходитъ къ тому заключенію, что градины слѣдуетъ разсматривать, какъ ледяныя космическія тѣльца, залетающія въ намъ изъ междупланетной среды, на подобіе обыкновенныхъ метеоровъ. Градобитія являются результатомъ вторженія въ нашу атмосферу ледяного метеорнаго тока космическаго происхожденія. Хотя эта теорія стоитъ въ полномъ противорѣчій съ дѣйствительными фактами, но заслуга проф. Шведова заключается въ томъ, что онъ впервые обратилъ серьезное вниманіе на строго научное изученіе структуры градинъ. Существуютъ также попытки воспроизвести искусственно формы градинъ и, въ этомъ отношеніи, почетное мѣсто принадлежитъ изслѣдованіямъ проф. *Н. А. Гезехуса*²⁾. Въ опытахъ проф. *Н. А. Гезехуса*, сурьма плавилась на желѣзныхъ ложкахъ и затѣмъ погружалась въ воду, гдѣ она быстро застывала, принимая разнообразныя формы въ зависимости отъ усло-



Фиг. 169.

ва. Хотя эта теорія стоитъ въ полномъ противорѣчій съ дѣйствительными фактами, но заслуга проф. Шведова заключается въ томъ, что онъ впервые обратилъ серьезное вниманіе на строго научное изученіе структуры градинъ. Существуютъ также попытки воспроизвести искусственно формы градинъ и, въ этомъ отношеніи, почетное мѣсто принадлежитъ изслѣдованіямъ проф. *Н. А. Гезехуса*²⁾. Въ опытахъ проф. *Н. А. Гезехуса*, сурьма плавилась на желѣзныхъ ложкахъ и затѣмъ погружалась въ воду, гдѣ она быстро застывала, принимая разнообразныя формы въ зависимости отъ усло-

¹⁾ Шведовъ. Что такое градъ? Спб. 1881. Работа *Э. Н. Шведова* вызвала обширный обмѣнъ мнѣній по вопросу о происхожденіи града. Напечатанъ целый рядъ статей въ метеорологическихъ и физическихъ журналахъ.

²⁾ Гезехусъ. «Объясненіе образованія некоторыхъ формъ градинъ». Журналъ Физико-Химическаго Общества. Спб. 1891, стр. 401, а также «О некоторыхъ особенныхъ формахъ градинъ, наблюдавшихся на юго-западѣ Россіи въ 1891 году». Извѣстія Техническаго Института 1892 годъ. Спб.

вій ея погруженія. Полученныя формы, въ общемъ, напоминали видъ и структуру ледяныхъ градинъ.

Организованная мною въ 1885 году метеорологическая съѣзъ станцій успѣла собрать обширный матеріалъ относительно градобитій и формъ града на юго-западъ Россіи. Матеріалы напечатаны въ различныхъ выпускахъ нашего изданія «Метеорологическое Обзорніе» между 1886 — 1905 годами. Въ настоящей книгѣ мы приведемъ наиболее замѣчательныя формы градинъ, описанныя нашими наблюдателями (таблица VIII). Остановимся здѣсь на наиболее причудливой формѣ, описанной П. А. Зеленымъ¹⁾. Градъ выпалъ во время грозы 19 августа 1887 года въ деревнѣ Зеленовикѣ, Херсонской губерніи, Елисаветградскаго уѣзда. Онъ сопровождался сильнымъ вихремъ, продолжался всего $\frac{1}{4}$ часа и покрылъ пространство не болѣе 30 десятинъ. Надъ мѣстомъ, пораженнымъ градомъ, стояло небольшое кучевое облако; но градъ, повидимому, падалъ изъ болѣе высокихъ ярусовъ атмосферы, гдѣ было замѣтно, грязно бѣлое, таящее облако. Градъ былъ очень рѣдокъ. П. А. Зеленый описалъ слѣдующія формы градинъ.

1) Средина углубленная — цвѣта темнаго синеватаго льда; затѣмъ вокругъ какъ бы фаянсовый бѣлый кружокъ, въ тѣхъ мѣстахъ, гдѣ положена тѣнь, — грязноватый, что подало поводъ за-



Фиг. 170.

подозрѣть присутствіе пыли; первые два ряда листьевъ — цвѣта бѣлаго фаянса, а послѣдній рядъ листьевъ — цвѣта обыкновеннаго льда (фиг. 170).

2) Срединя выпуклая; такія градины попадались трехъ сортовъ; всѣ — цвѣта молочнаго или цвѣта обыкновеннаго льда, прозрачныя, или же верхніе срединные листья цвѣта бѣлаго фаянса, а остальные ли-

стья прозрачныя. Обратная сторона нѣкоторыхъ градинъ чрезвычайно походила на обратную сторону розъ съ зачаткомъ

¹⁾ Клоссовскій. Замѣчательныя формы градинъ, собранныя на юго-западъ Россіи. Одесса. 1890.



Фиг. 171.



Фиг. 172.



Фиг. 173.

бъладо до такой степени, что ихъ можно было принять за куски разбитаго чайнаго блюдечка или тарелки (фиг. 174).



Фиг. 174.



Фиг. 175.

даже стебля. Одна, всего одна, градина упала громадныхъ размѣровъ (не менѣе чайнаго блюдечка), но составляла ли она одинъ цвѣтокъ или это было соединеніе нѣсколькихъ — сказать навѣрное нельзя, такъ какъ она разбилась на очень мелкіе куски, отскочившіе въ разные стороны при паденіи. Между этими градинами попадались нѣкоторыя очень рыхлыя, такъ что ихъ невозможно было взять въ руки (фиг. 171 и 172).

3) Градины (фиг. 173) были совершенно круглыя, какъ стеклянные дѣтскіе шарикки; сами были прозрачныя, но въ серединѣ украшены бѣлыми тонкими полосками, чрезвычайно правильно расположенными, какъ это бываетъ въ разноцвѣтныхъ дѣтскихъ шарикахъ — игрушкахъ.

4) Нѣкоторыя градины были плоскія, немного вогнутыя или немного выпуклыя, всѣ цвѣта

5) Градины (фиг. 175) попадались круглыя, во неправильной формы, какъ обгрызенное яйцо; середина, какъ обозначено, молочнаго цвѣта и по ней полосы кругами болѣе бѣлаго цвѣта.



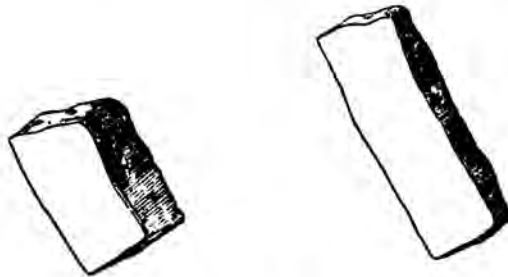
Фиг. 176.

6) Изъ градинахъ (фиг. 176) бѣлыя полосы шли кругами по всей градинѣ.

7) Куски льда прозрачныя молочнаго цвѣта или цвѣта бѣлаго фаянса (фиг. 177).

Профессоръ Новороссійскаго университета А. А. Вериго любезно согласился сдѣлать химическій анализъ воды, собранной отъ таянiя градинъ. Вотъ каковы результаты:

«Въ водѣ я замѣтилъ присутствiе лишь крайне слабыхъ слѣдовъ хлоридовъ. Весь остатокъ представляется едва замѣт-



Фиг. 177.

«нымъ для глаза; въ немъ есть органическое вещество и кремневая кислота, которая, быть можетъ, является продуктомъ дѣйствiя воды на стекло баночки, въ которой вода сохранялась. Ни желѣза, ни никкеля нѣтъ въ металлическомъ видѣ. Муть и осадокъ состояли изъ частицъ очень тонкой глины, кварцевыхъ зеренъ и различныхъ органическихъ и организованныхъ веществъ, между которыми я замѣтилъ споры».

Замѣчательно, что формы, сходныя съ формами П. А. Зе-

ленаго, наблюдали и въ другихъ мѣстностяхъ земного шара. Фигуры 178 - 182 заимствованы нами изъ статьи Tomlison'a ¹⁾.



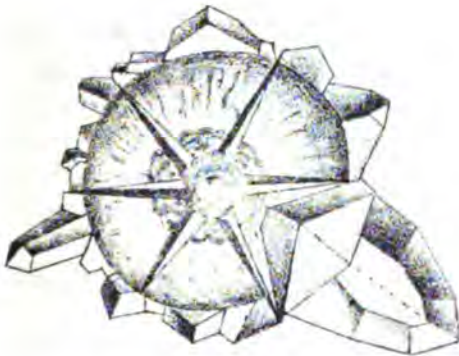
Фиг. 178.



Фиг. 179.



Фиг. 180.



Фиг. 181.



Фиг. 182.

Приведемъ здѣсь еще случай грозы 24 іюля 1906 года, описанный наблюдателемъ нашей сѣти И. П. Савченко въ селѣ Соловьевкѣ, Кіевской губерніи, Радомысльскаго уѣзда. Гроза началась въ 6 час. 20 минутъ пополудни. Выпаденіе града сопро-

¹⁾ The Philosophical Magazine. September, 1889. Статья Tomlison'a переведена и напечатана въ журналѣ «Ciel et Terre» (dixième année, 1890) подъ заглавіемъ «Théorie de la grêle», pp. 478, 497, 549.

вождалось сильнѣйшимъ вихремъ, продолжавшимся не больше двухъ минутъ. Градины имѣли форму груши съ острыми сосульками. Форма градинъ, въ натуральную величину, представлена на фиг. 183. Вихремъ опрокинуты двѣ вѣтренныя мельницы, съ

церкви снесена глава съ крестомъ, разбито много сараевъ, вырваны съ корнемъ толстыя грушевыя и вербовыя деревья; людей, силой вѣтра, катало по землѣ.



Фиг. 183.

Вообще, вопросы объ образованіи града, его структурѣ и кристаллической формѣ остаются открытыми. Въ настоящее время, мы можемъ только указать источникъ тѣхъ низкихъ температуръ, которыми обуславливается образованіе ледяныхъ осадковъ въ нашей атмосферѣ. Источникомъ этотъ — восходящіе токи. Необходимы дальнѣйшія непосредственныя наблюденія, а также обширныя экспериментальныя изслѣдованія относительно условій кристаллизаціи воды, а также физическихъ свойствъ ледяныхъ кристалловъ.

Значительную трудность въ теоріи града представляетъ вопросъ о возможности существованія въ воздухѣ, хотя временно, градинъ, вѣсъ которыхъ, въ отдѣльныхъ случаяхъ, можетъ достигать одного и даже двухъ фунтовъ. Профессоръ Гезехусъ слѣдующимъ образомъ заканчиваетъ свою работу о структурѣ градинъ: «благодаря обширной метеорологической сѣти юго-запада Россіи, съ надежными и интересующимися своимъ дѣломъ наблюдателями, спорный и трудный вопросъ объ образованіи града лижетъ возможность вѣрнымъ путемъ постепенно подвигаться впередъ къ своему окончательному разъясненію».

Химическій анализъ осадковъ. Выпадающіе изъ атмосферы осадки уносятъ къ землѣ, прежде всего, пыль, плавающую

въ атмосферѣ и, тѣмъ самымъ, очищаютъ воздухъ, дѣлаютъ его прозрачнѣе; иногда количество пыли бываетъ такъ велико, что дождь окрашивается въ желтый, красный и другіе цвѣта, смотря по характеру содержащихся въ немъ пылинокъ.

Кромѣ того, осадки заключаютъ въ себѣ различныя соединенія. Въ числѣ ихъ особенное значеніе для земледѣлія имѣютъ различныя соединенія азота. Систематическія наблюденія, въ этомъ отношеніи, сдѣланы въ обсерваторіи Монсури. Тридцатилѣтнія (1876—1905) наблюденія дали слѣдующіе результаты (въ миллиграммахъ):

	высота слоя осад.	амміакъ		азотъ, крсл.	
		на 1 кв. метръ	на 1 литръ	на 1 кв. метръ	на 1 литръ
январь .	35.3 мм.	108	3.1	22	0.6
февраль .	33.5 „	81	2.4	20	0.6
мартъ .	30.8 „	100	2.5	24	0.6
апрѣль .	42.9 „	93	2.2	28	0.7
май . .	47.7 „	95	2.0	30	0.6
іюнь . .	54.6 „	102	1.9	30	0.6
іюль . .	50.7 „	84	1.7	32	0.6
августъ .	50.1 „	92	1.8	31	0.6
сентябрь .	50.3 „	98	1.9	33	0.7
октябрь .	54.8 „	109	2.0	38	0.7
ноябрь .	45.5 „	102	2.2	28	0.6
декабрь .	45.0 „	101	2.2	30	0.7
годъ . .	550.2 „	1165	—	346	—

Вообще, дождь даетъ въ паркѣ Montsouris ежегодно 15 килограммовъ азота на гектаръ¹⁾.

Въ Россіи подобныя изслѣдованія выполнены въ магнито-метеорологической обсерваторіи Новороссійскаго университета въ Одессѣ, А. Г. Позняковымъ, и въ деревнѣ Плоты, имѣніи князя Трубецкаго, химикомъ Б. Вельбелемъ²⁾. А. Г. Позняковъ слѣдующимъ образомъ резюмируетъ главнѣйшіе результаты своихъ изслѣдованій:

¹⁾ Annales de l'observatoire municipal (Observatoire de Montsouris). 1905, t. VI, p. 296—300.

²⁾ Résultats des travaux de la station expérimentale agronomique de Ploti durant la décade de 1895—1904; édition de M. le prince Paul Troubetzkoy. Odessa. 1906.

1) Осадки наиболѣе богаты поваренной солью. Среднее содержаніе хлора поваренной соли въ литрѣ осадковъ за 9 мѣсяцевъ наблюденій—17.9 mgr. на литрѣ.

2) Среднее содержаніе амміака — 0.9 mgr. на литрѣ, азотной кислоты — 0.8 mgr. Грозы не вліяли на составъ осадковъ. Послѣ же засухи наблюдалось повышенное количество амміака въ осадкахъ.

3) Осадки, сопровождавшіеся вѣтрами съ моря, содержали меньше всего амміака и азотной кислоты; осадки при вѣтрахъ отъ города наиболѣе богаты этими соединеніями.

4) Въ нижнихъ осадкахъ (роса, туманъ, иней, изморозь) почти въ 2½ раза больше амміака и во столько же разъ меньше азотной кислоты. Въ нихъ же почти всегда обнаруживалось присутствіе азотной кислоты и сравнительно болѣе количество хлора поваренной соли, чѣмъ въ верхнихъ осадкахъ.

5) За весь періодъ осадки принесли почвѣ 1.5 килогр. связаннаго азота на десятину.

Осадки, такимъ образомъ, сообщаютъ почвѣ нѣкоторый запасъ азота. По анализамъ А. Г. Познякова, осадки Одессы доставили почвѣ въ теченіе 9 мѣсяцевъ (апрѣль—декабрь 1904 г.) 2.2 килогр. на гектаръ. Для сравненія, приводимъ среднія годовыя числа, найденныя для другихъ станцій ¹⁾ (въ килограммахъ на гектаръ):

с. Плоты	4.2
Rotahamsted (Англія)	8
Montsouris	15
Regenwalde)	17
Proskau) Германія	23
Insterburg)	6.2
Ruchen (Венгрія)	2.1

При анализахъ градинъ, кромѣ указанныхъ только что соединеній, находимы были: атмосферная пыль, сухія части растений, кристаллы нѣкоторыхъ минераловъ и даже бактерій. Докторъ Буйвидъ напечаталъ результаты анализа градинъ, выпавшихъ въ Варшавѣ 4 мая 1887 года ²⁾. Отдѣльныя градины

¹⁾ Позняковъ. Журн. Опытной Агрономіи, 1904, стр. 771.

²⁾ Wszzechwiatъ отъ 11 декабря 1887 года, а также: Клоссовскій. Осадки юго-запада Россіи, ихъ распредѣленіе и предсказаніе. Одесса. 1888 г., стр. 65.

лишли въ діаметрѣ отъ 4 до 6 сантиметровъ и представляли чечевицы изъ 5—7 слоевъ. На поверхности онѣ были покрыты болѣе или менѣе ясными призматическими кристаллами. Приблизительный расчетъ показалъ, что въ 1 куб. сантиметр. воды, полученной отъ таянія градины, находилось 21000 бактерій, изъ которыхъ каждая разрослась въ колонію. Этотъ неожиданный результатъ служитъ доказательствомъ, что эти бактеріи не происходятъ изъ воздуха, такъ какъ въ литрѣ воздуха Буйвидъ никогда не находилъ болѣе 100 бактерій. Результаты культуры обнаружили, что въ данномъ случаѣ имѣемъ дѣло съ бактеріями воды и притомъ воды стоячей. Кромѣ различныхъ бактерій, свойственныхъ водѣ (двѣ наиболее характерныя — *V. fluorescens liquefaciens* и *V. fluorescens putivus*), Буйвидъ открылъ присутствіе вида, найденнаго въ стоячей водѣ Цопфомъ и Флюгге (*V. janthinus*), образующаго темно-фіолетовый, почти черняльный, покровъ, на поверхности, на которой онъ разрастается. Анализъ этотъ обнаруживаетъ тотъ фактъ, что въ образованіи градинъ участвуютъ не только пары воды, находящіяся въ атмосферѣ, но также, очевидно, и жидкія частицы воды, оторванныя вихремъ съ поверхности водъ на земной поверхности и поднятыя вѣтромъ на нѣкоторую высоту. Въ пользу подобнаго взгляда говорить и то обстоятельство, что въ массѣ градинъ находятъ небольшіе обломки горныхъ породъ мѣстнаго происхожденія. Образование градинъ происходитъ, повидному, на высотахъ, до которыхъ достигаютъ наши земные вихри.

Облака, ихъ форма и высота. Облака отличаются между собою своей структурой. *Высота* облака состоятъ изъ ледяныхъ кристалловъ, болѣе низкіе ярусы—изъ мельчайшихъ водяныхъ капель. Оптическія явленія даютъ возможность судить о внутреннемъ строеніи облака. Круги около солнца и луны, ложныя солнце и луны, вертикальные свѣтовые столбы служатъ несомнѣнными указателями ледяного, такъ сказать, строенія облака. Облака отличаются между собою также и своими внѣшними очертаніями. Существуетъ особая классификація формъ облаковъ, данная Говардомъ, измѣненная и дополненная Эберкромби и Гильдебрандсономъ. Мы не будемъ останавливаться на описаніи различныхъ формъ этой классификаціи; усвоить себѣ эти формы можно лишь путемъ тщательнаго изученія ихъ по атласу и фотографическимъ снимкамъ. Такіе атласы изданы, между про-

чимъ въ Парижѣ¹⁾ и въ Петербургѣ²⁾. Въ настоящее время готовится въ печати новый международный атласъ подъ главнымъ руководствомъ Гильдебрандсона. Ограничимся только перечисленіемъ главныхъ, принятыхъ нынѣ, группъ облаковъ. Въ каждой группѣ различаютъ рѣзко очерченныя и расплывчатыя формы.

А) Высочайшія облака (средняя высота 9000 метровъ).

- | Рѣзко очерченныя формы. | Расплывчатый покровъ. |
|--|--|
| 1. Перистыя (Cirrus); около 10.000 метровъ высоты. | 2. Перисто-слоистыя (Cirro-Stratus); на высотѣ 7500 м. |

В) Средне-высокія (средняя высота 4000—7000 метровъ).

- | | |
|---|--|
| 3. Перисто-кучевыя или барашки (Cirgo-Cumulus); на средней высотѣ 7500 м. | 5. Верхне-слоистыя (Alto-Stratus) высота 5000 метровъ. |
| 4. Верхне-кучевыя (Alto-Cumulus), высота 4000 м. | |

С) Низшія (средняя высота 2000—3000 метровъ).

- | | |
|--|---|
| 6. Слоисто-кучевыя (Strato-Cumulus); на средней высотѣ 2500 метровъ. | 7. Дождевыя (Nimbus); на высотѣ 1500 метровъ. |
|--|---|

Д) Облака восходящихъ токовъ.

8. Кучевыя (Cumulus); на высотѣ 1500 метровъ.
9. Грозовыя (Cumulo-Nimbus), основаніе на высотѣ 1400 метровъ, вершина отъ 3000 до 5000 метровъ.

Е) Поднятый туманъ.

11. Слоистыя (Stratus); ниже 1000 метровъ.

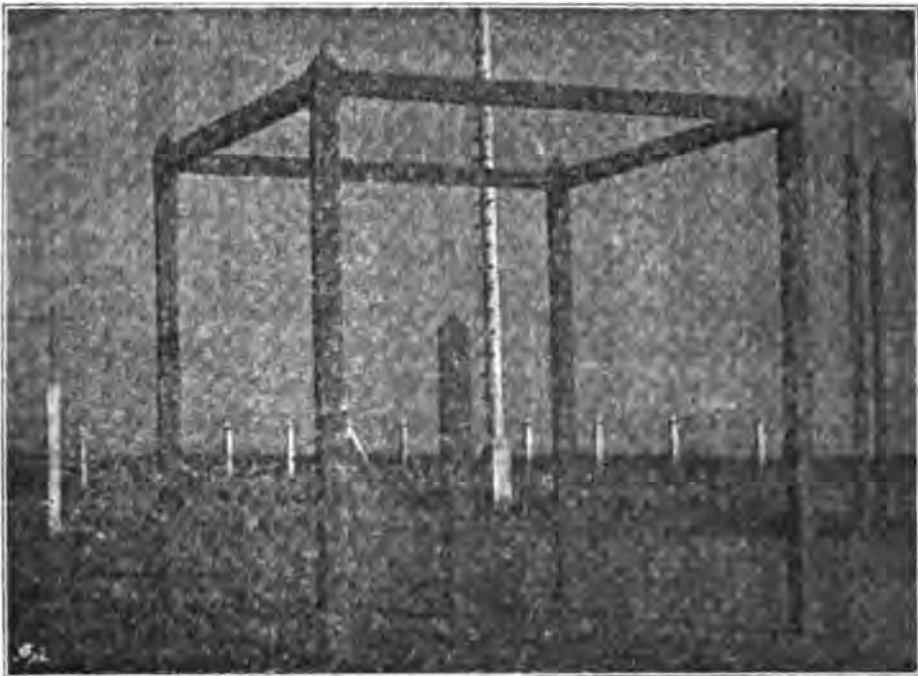
¹⁾ Atlas international des nuages. Paris.

²⁾ Международный атласъ облаковъ. Предложеніе къ Инструкціи Главной Физической обсерваторіи. Спб. 1898.

Элементами, характеризующими облако въ каждомъ данномъ случаѣ, слѣдуетъ считать : высоту, мощность, направление и скорость движенія.

Принципъ опредѣленія высоты облаковъ изложенъ выше (стр. 107). Принципъ этотъ подробно развитъ въ книгѣ Корре ¹⁾. Если произвести рядъ послѣдовательныхъ измѣреній, то можно вычислить направление и абсолютную скорость движенія облаковъ. Въ послѣднее время стали примѣнять, вмѣсто непосредственныхъ визированій, одновременное фотографированіе облака съ конечныхъ пунктовъ базиса. Приборы эти называются *фотограмметрами*. Рядъ послѣдовательныхъ снимковъ даетъ матеріалъ для опредѣленія направленія и абсолютной скорости облака. Существуютъ также и болѣе простые приборы для опредѣленія направленія и угловой скорости движенія облака (нефоскопы)

Для опредѣленія направленія движенія облака, въ первомъ приближеніи, можетъ служить сѣтка (фиг. 184), укреплен-



Фиг. 184.

¹⁾ Carl Koppe. Photogrammetrie und Internationale Wolkenmessung. Braunschweig, 1896.

ная на небольшой высотѣ надъ поверхностью земли. Нити этой сѣтки ориентированы по главнымъ странамъ свѣта. Наблюдатель становится подъ сѣткою и, удерживая голову неподвижно, непосредственно отмѣчаетъ направленіе движенія облака относительно странъ свѣта. Въ метеорологическихъ журналахъ отмѣчаютъ обыкновенно ту точку горизонта, *отъ которой* движется облака.

Весьма удобный нефоскопъ Финемана описанъ въ «Инструкціи Главной Физической обсерваторіи». Особеннаго вниманія заслуживаютъ приборы Поморцева для опредѣленія угловыхъ скоростей движенія облаковъ¹⁾. Вообще, изученіе высоты и, особенно, направленія и скорости движенія облаковъ приобрѣло огромное значеніе въ наукѣ, такъ какъ полученныя этимъ путемъ числа даютъ возможность судить о направленіи и скорости воздушныхъ теченій въ различныхъ ярусахъ атмосферы. Мало того, если подобныя наблюденія производятся *одновременно* на всей, или по крайней мѣрѣ на значительной части земной поверхности, то они даютъ возможность возсоздать общую схему циркуляціи нашей атмосферы. Такая общая схема циркуляціи, составленная, именно, на основаніи наблюденій надъ движеніемъ облаковъ, еще недавно обнародована Hildebrandsson'омъ²⁾. Мы къ ней вернемся въ соответственныхъ частяхъ этого курса.

Особенное вниманіе на изученіе облаковъ было обращено въ послѣднее время. Изученіе ихъ сдѣлалось международнымъ предпріятіемъ. Съ мая 1896 по сентябрь 1897 года, на многихъ станціяхъ земного шара были произведены систематическія наблюденія надъ облаками (облачный годъ). Приведемъ здѣсь кратко *общіе* результаты, полученныя до сихъ поръ относительно высоты и скорости движенія облаковъ.

Cirri держатся во всѣхъ климатахъ на высотѣ 7—11 километровъ³⁾. Ниже, а именно между 6.5—9.0 километрами, пла-

¹⁾ а) Поморцевъ. Опредѣленіе направленія и угловыхъ скоростей движенія облаковъ. Спб. 1893. б) Appareils du colonel Pomortzev pour la détermination du direction et de la vitesse du mouvements des nuages et des ballons. Paris.

²⁾ Hildebrandsson. Rapport sur les observations des nuages. Upsala. 1903.

³⁾ Тиниственныя серебристыя облака находятся на высотѣ до 80 и болѣе километровъ, а по Mohr'у до 100 километровъ.

ваютъ Cirro-Strati. Въ отдѣльныхъ случаяхъ наблюдали Cirri на высотѣ до 15 и даже 18 километровъ (Манилла).

Cirro-Cumuli занимаютъ довольно постоянную высоту отъ 7 до 8 километровъ. Большія колебанія по высотѣ испытываютъ Alto-Cumuli:

въ Упсалѣ между 2700 и 5200 метровъ,
на Blue Hill „ 3200 „ 6400 „

Strato-Cumuli довольно постоянны между 2 и 3 километрами.

Вообще, въ отдѣльныхъ случаяхъ, высота облаковъ колеблется въ большихъ предѣлахъ. Слѣдующая таблица даетъ предѣлы этихъ колебаній для двоякаго рода облаковъ (въ метрахъ):

	Упсала	Голубая гора	Боссекопъ	Навловезъ
Ci	13400—5000	14000—5400	11720—5560	11700—4700
вершина	} 3600— 900	— 1500	2930— 340	5700— 820
Сл				
основаніе	2100— 700	3000— 600	2120— 200	2600— 700

Нижнее основаніе Cumuli (1.4—1.8 километровъ) соответствуетъ той высотѣ, на которой начинается конденсація въ восходящемъ токѣ.

Облака неодинаково часто образуются въ различныхъ ярусахъ атмосферы, какъ это видно изъ наблюденій въ Вашингтонѣ въ 1896—97 годахъ:

средняя высота (въ метрахъ)	600	2000	3600	5200	6800	8400	10000	11600	13200
повторяе- мость въ ‰ . . .	4.0	<u>21.8</u>	11.5	8.0	7.6	12.8	18.9	10.0	5.4

Наибольшее число случаевъ образованія облаковъ отмѣчено въ поясѣ кучевыхъ облаковъ (2000 м.); затѣмъ, образованіе замедляется и достигаетъ второго максимума въ ярусѣ Cirri (10000 м.).

Облака плаваютъ лѣтомъ выше, а зимою ниже, какъ это видно изъ наблюденій въ Соединенныхъ Штатахъ:

	Ci	Ci-S	Ci-Cu	A-Cu	Cu(верш.)	Cu(основ.)
лѣто .	10385	10620	8826	5030	1819	1182
зима .	9511	9526	7418	3822	1694	1198.

Высота нижнихъ облаковъ (Cumuli) имѣетъ суточный періодъ; на примѣръ, въ Упсалѣ:

основаніе Cumuli между 8—9 ч. а. наход. на высотѣ	1360 м.
» » » 1—2 ч. р. » » »	2070 »
» » » въ 5 ч. р. » » »	1760 ».

Что касается мощности облаковъ, то она можетъ быть весьма значительна. Еще Барралль и Биксіо, во время поднятія 27 іюля 1850 г., прошли слой облака изъ переохлажденныхъ паровъ толщиной въ 5 кил. 11 мая 1894 г. авроравты прошли на высотѣ 1750—3000 м. слой снѣговыхъ облаковъ, отъ 5000 до 5700 м.—облако изъ кристалловъ льда; на высотѣ 5700—7750 м. они встрѣтили тончайшую ледяную пыль. Такимъ образомъ мощность всего пройденнаго облака достигла 6 кил. Leу приводитъ случай, гдѣ грозовое облако имѣло мощность 9700 метровъ.

Слайдонъ пытался найти зависимость между характеромъ дождя и мощностью облака. Онъ нашелъ, что если мощность облака меньше 600 метровъ, то такое облако рѣдко даетъ дождь. Если толщина облака равна 600—1200 м., то величина капель дождя средняя. Если мощность облака больше 1200 м., то величина капель дождя еще больше, а температура ихъ ниже. Если толщина достигаетъ 3100 м., то падаетъ градъ. Скорость движенія облаковъ зависитъ отъ скорости движенія верхнихъ слоевъ атмосферы, а потому скорость движенія облака опредѣляютъ и скорость воздушныхъ теченій въ томъ ярусѣ, гдѣ оно находится. Слѣдующія двѣ таблицы даютъ среднюю скорость облаковъ на разныхъ высотахъ. Скорость выражена въ метрахъ въ секунду:

средняя высота въ м.	1250	3000	5000	7000	9000	10—12000	12—14000
Упсала	9.1	8.7	16.0	20.4	26.6	—	—
Голубая гора средн.	9.8	14.2	17.1	34.3	34.2	33.0	—
» » лѣтомъ.	8.5	11.7	13.9	19.0	29.8	32.8	—
» » зимой .	11.3	17.9	26.3	31.0	41.8	51.4	—
Манилла	5.5	7.1	6.5	8.0	13.6	13.0	13.4
Боссекопъ	6.5	7.3	12.5	15.4	19.0	24.4	—
Toronto	9.4	17.1	18.4	32.0	30.8	28.8	—

Соединенные Штаты

сред. высота	600	2000	3000	5200	6800	8400	10000	11600	13200
скорость	6.7	10.6	14.6	17.3	20.3	25.6	27.0	30.8	26.8.

Изъ приведенныхъ наблюдений видно, что скорость движенія облаковъ, а слѣдовательно, и скорость воздушныхъ теченій, съ высотой постепенно возрастаетъ. Такъ, въ Боссекопъ (70° с. ш.) на высотѣ 11000 м. скорость равна 24.4 м. въ секунду, т. е. скорости сильной бури. Зимой скорость движенія больше, лѣтомъ меньше.

Слѣдующая таблица даетъ максимальныя скорости для различнаго рода облаковъ лѣтомъ и зимой. Онѣ превосходятъ, въ отдѣльныхъ случаяхъ, скорости сильнѣйшихъ тропическихъ штормовъ:

	Сi	Сi-S	A-Cu	Cu
лѣтомъ . . .	68	62	33	27
зимой . . .	103	81	21	37.

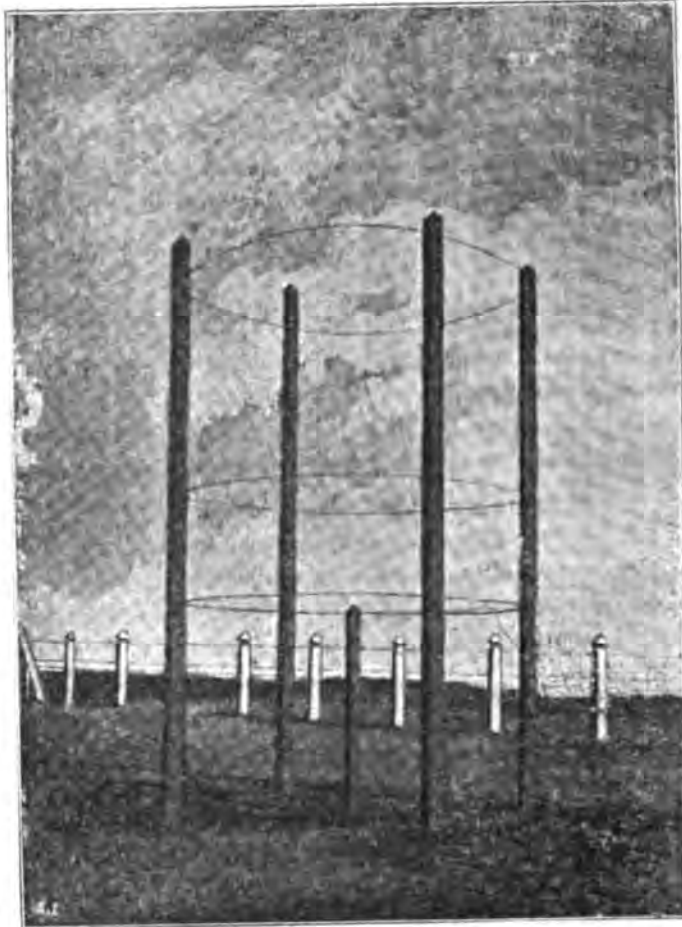
Облачность; нефоскопы. Остановимся еще на факторѣ, имѣющемъ, преимущественно, климатическое значеніе, а именно, на степени *облачности*. Степень облачности опредѣляется, по субъективной оцѣнкѣ наблюдателя, отъ 0 до 10:

- 0—совершенно ясное небо,
- 1—0.1 часть неба закрыта облаками,
- 2—0.2 части > закрыты >
- и т. д.
- 10—все небо закрыто >

Въ послѣднее время, для опредѣленія облачности, фирма братьевъ Ришаръ въ Парижѣ изготовляетъ особый нефоскопъ Везюп'а, который состоитъ изъ выпуклаго зеркала, раздѣленнаго на части. Въ зеркалѣ видно отраженное изображеніе небеснаго свода и весьма легко, довольно точно, оцѣнить степень облачности. Иногда облачность опредѣляютъ въ различныхъ поясахъ небеснаго свода: отъ горизонта до высоты 30°, отъ 30° до 60°, отъ 60° до зенита. Для этой цѣли, въ нашей обсерваторіи имѣется особое приспособленіе (фиг. 185). На четырехъ столбахъ укрѣплены, въ извѣстныхъ разстояніяхъ, три металлическіе круга, плоскости которыхъ параллельны горизонту. Для глаза, помѣщеннаго вблизи вершины внутренняго столба, поставленнаго по линіи центровъ этихъ круговъ, небесный сводъ дѣлится на требуемыя зоны. Остаеся произвести оцѣнку облачности въ каждой зонѣ отдѣльно.

Разработка подобныхъ наблюдений показываетъ, что въ ходѣ облачности существуютъ суточные и годовые періоды, ко-

которые легко объясняются законами образования облаковъ. Въ
 (Одессъ, напримѣръ, годовой ходъ облачности слѣдующій:



Фиг. 185.

январь	7.6	іюль	3.8
февраль	7.1	августъ	3.2
мартъ	6.9	сентябрь	3.7
апрѣль	5.5	октябрь	5.4
май	4.7	ноябрь	7.3
іюнь	4.5	декабрь	7.2
годъ	5.6.		

Облачность, вообще, неодинаково распределена на земной поверхности. Teisserenc de Bort сдѣлалъ попытку составить карту *изоневъ*, т. е. линий одинаковой облачности ¹⁾. Такую же карту составилъ Шенрокъ для Россіи ²⁾. Изъ картъ Teisserenc de Bort'a видно, что, въ болѣе высокихъ широтахъ (45°—70° с. ш.), наибольшая облачность наблюдается надъ морями и на западныхъ берегахъ материковъ; далѣе, она уменьшается и достигаетъ минимума около 10°—30° с. широты; затѣмъ опять увеличивается къ экватору. Но особенно мала облачность въ поясъ пустынь и среди материковъ. Экваторіальное облачное кольцо является слѣдствіемъ сильныхъ восходящихъ токовъ въ области термического экватора. Минимумъ около 30° с. широты обуславливается нисходящими токами на границѣ тропическихъ областей. Въ высокихъ широтахъ, облака менѣе плотны и сосредоточиваются въ болѣе низкихъ слояхъ атмосферы. Въ Россіи, въ зимніе мѣсяцы, наибольшая облачность замѣчается въ области Бѣлаго и Балтійскаго морей (8), наименьшая — на сѣверо-востоку Азіи (2). Лѣтомъ максимумъ на Новой Землѣ (7.5), а минимумъ въ западномъ Туркестанѣ (1). Вообще, распределеніе облачности, какъ и осадковъ, находится въ тѣсной зависимости отъ общей циркуляціи атмосферы.

Arrhenius вычислилъ, на основаніи картъ Teisserenc de Bort'a, среднюю облачность по параллелямъ по 100-балльной шкалѣ:

широта	суша	море	среднес
70°—60° с.	<u>58</u>	66	60
60—50 »	<u>56</u>	<u>68</u>	<u>62</u>
50—40 »	46	63	55
40—30 »	36	52	46
30—20 »	29	47	<u>41</u>

¹⁾ Annales du bureau météorologique central de France, 1884 Paris.

²⁾ Шенрокъ. Облачность въ Россійской Имперіи. Спб. 1895. См. также «Климатическій атласъ, изданный Главной Физической обсерваторіей» въ 1899 году; распределеніе же облачности на юго-западѣ Россіи можно найти въ «Atlas de l'Observatoire météorologique et magnétique de l'université Imperial à Odessa. Text et XIX planches. Odessa 1900».

широта	суша	море	среднее
20°—10° с.	<u>28</u>	<u>47</u>	<u>42</u>
10— 0 »	<u>50</u>	<u>57</u>	<u>55</u>
0—10 ю.	<u>55</u>	<u>60</u>	<u>58</u>
10—20 »	<u>48</u>	<u>54</u>	<u>53</u>
20—30 »	<u>30</u>	<u>50</u>	<u>45</u>
30—40 »	<u>39</u>	<u>51</u>	<u>49</u>
40—50 »	<u>62</u>	<u>61</u>	<u>62</u>
50—60 »	<u>71</u>	<u>72</u>	<u>72.</u>

Облачное кольцо, въ среднемъ годовомъ, расположено, какъ видно, между 0° и 10° ю. ш.

Дождемѣры и дождеграфы. Количество осадковъ измѣряется толщиной выпавшаго слоя воды, выраженаго въ миллиметрахъ. Для опредѣленія этого количества служатъ дождемѣры. Обыкновенный дождемѣръ на столько простъ, что едва ли слѣдуетъ останавливаться на его устройствѣ и употребленіи ¹⁾. Скажемъ только нѣсколько словъ о градуированіи его измѣрительнаго стакана. Отверстіе дождемѣровъ, примѣняемыхъ на русскихъ станціяхъ, равно 500 квадратнымъ сантиметр. Положимъ, что выпалъ слой дождя высотой въ 1 миллиметръ. Опредѣлимъ объемъ этой воды. Очевидно, что объемъ этой цилиндрической пластинки выпавшей воды будетъ равняться 50 куб. сант. Если, поэтому, при помощи пипетки, возьмемъ 50 куб. сантиметровъ воды и нальемъ ее въ стеклянный цилиндръ, то объемъ, занятый этой водой, будетъ соответствовать слою осадковъ въ 1 мм. толщиной. На наружной стѣнкѣ стекляннаго цилиндра, около поверхности воды, поставимъ дѣленіе 1. Вливая еще 50 куб. сант. воды, мы найдемъ дѣленіе 2 и т. д. Такимъ образомъ, цилиндръ раздѣлится на части, соответствующія 1, 2, 3 и болѣе миллиметрамъ выпадающей воды. Если каждое дѣленіе раздѣлимъ на 10 равныхъ частей, то получимъ возможность оцѣнивать десятыя доли миллиметра.

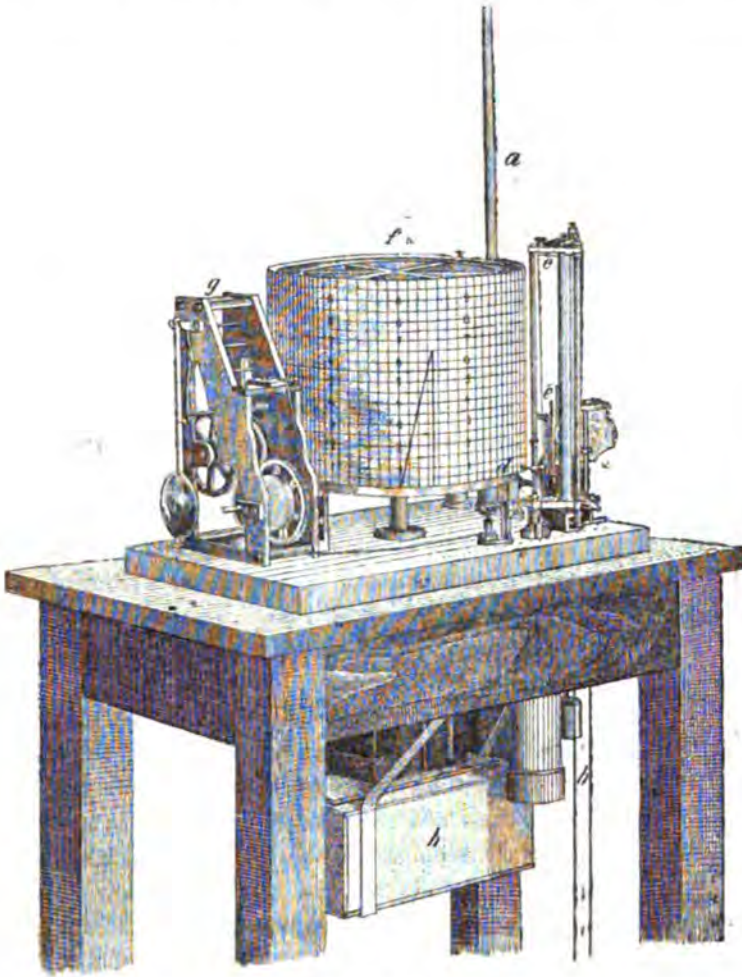
Количество снѣга опредѣляютъ также толщиной слоя воды, которая получается послѣ таянія снѣга. Кромѣ того, на рус-

¹⁾ См. Инструкцію Главной Физической обсерваторіи.

скихъ метеорологическихъ станціяхъ измѣряютъ еще толщину снѣгового покрова, помощью рейки, а также плотность снѣга, т. е. отношеніе его вѣса къ объему.

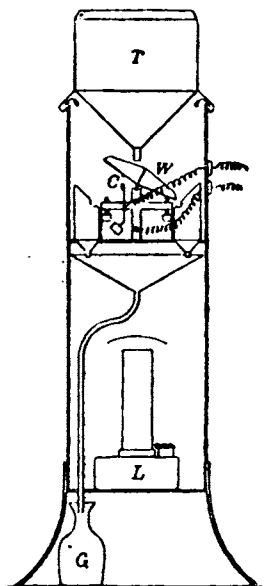
Существуютъ еще самопишущіе дождемѣры или плювиографы. Слѣдуетъ упомянуть о двухъ главныхъ типахъ дождеграфовъ, функционирующихъ въ метеорологической обсерваторіи Новороссійскаго университета.

Дождеграфъ Тимченко (фиг. 186) устроенъ на принципѣ



Фиг. 186.

дождегра отъ поплавкомъ. Приемная часть дождегра помещается на верхней площадке обсерватори. Отъ приемника проведена трубка въ залъ, къ пишущей части. Атмосферная вода стекаетъ по трубкѣ и поступаетъ въ цилиндрической сосудъ *b*, находящийся подъ доской стола, на которомъ укрѣпленъ барабанъ прибора. Въ сосудѣ этомъ находится поплавокъ, къ которому прикрѣпленъ деревянный вертикальный стержень *dc*, снабженный перомъ *d*. Перо *d* упирается въ бумажную ленту, навернутую на барабанъ *f*, вращающийся около вертикальной оси помощью часового механизма *g*. Бумажная лента, навернутая на барабанъ, раздѣлена вертикальными линиями на получасовые промежутки, а горизонтальными на десятые доли миллиметра. При выпаденіи осадковъ, вода стекаетъ въ цилиндръ *b*, вслѣдствіе чего поплавокъ всплываетъ и перо *d* чертитъ на бумагѣ восходящую кривую. По истеченіи часа, замыкается токъ, намагничивается вспомогательный магнитъ, который притягиваетъ якорь и отпускаетъ нѣкоторый добавочный механизмъ. Меха-

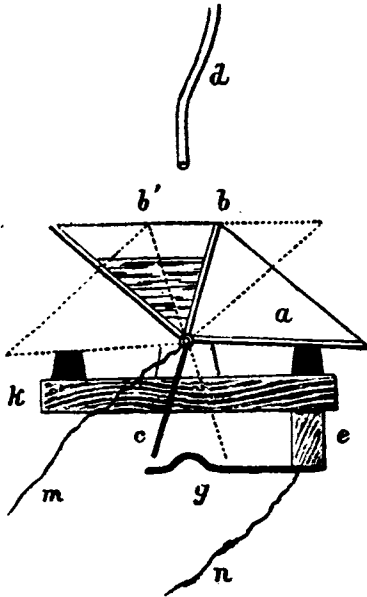


Фиг. 187.

низмъ этотъ открываетъ клапанъ, находящийся въ нижней части цилиндрическаго сосуда *b*, вода быстро вытекаетъ въ сосудъ *h* и перо падаетъ внизъ. Если осадки продолжаются, то перо начинаетъ опять подниматься. Можетъ случиться, что, во время сильнаго дождя, перо подыметъ до верхняго края бумаги раньше часа. Въ этомъ случаѣ происходитъ контактъ у *c*, и вода выливается. Такимъ образомъ, приборъ Тимченко отмѣчаетъ начало и конецъ осадковъ, общее количество дождя и способъ его выпаденія во времени.

Другой дождеградъ (фиг. 187) основанъ на принципѣ качающейся лодочки. Вода изъ дождегра стекаетъ по трубочкѣ въ небольшую лодочку *W*, раздѣленную перегородкой на двѣ камеры; лодочка укрѣплена на горизонтальной оси, около которой можетъ качаться. Вода изъ дождегра стекаетъ прежде въ правую половину лодочки; когда выпадетъ известная, такъ сказать, порція, напримѣръ, 0.1 мм., осадковъ, то равновѣсіе

нарушается и лодочка опрокидывается; подъ трубку дождемѣра подходятъ лѣвая ея половина; при выпаденіи новаго количества осадковъ въ 0.1 мм., опять нарушается равновѣсіе и т. д. Та-



Фиг. 188.

кимъ образомъ, во время дождя, лодочка постоянно качается; каждое опрокидываніе соответствуетъ слою выпадающей воды въ 0.1 мм. Во время каждаго опрокидыванія лодочки, происходитъ контактъ и на бумагѣ ставится точка или чертится непрерывная кривая, смотря по конструкціи прибора. Опрокидывающаяся лодочка отчетливо видна на фигурѣ 188.

**Географическое распределе-
ніе осадковъ.** Географическое распределе-
ніе осадковъ на земной поверхности есть функція общей циркуляціи атмосферы, взаимнаго распределе-
ніа суши и моря, орографіи нашей планеты и распределе-
ніа тепла.

Изъ сочетанія этихъ факторовъ можно а priori составить общую схему распределе-
ніа осадковъ на земной поверхности. Въ тѣхъ областяхъ, гдѣ происходятъ сильныя восходящія теченія очень влажнаго воздуха, количество осадковъ должно достигать максиму-
ма. Такіе восходящія токи имѣютъ мѣсто въ области термического экватора, а также вдоль горныхъ склоновъ, лежащихъ на пути господствующихъ вѣтровъ, дующихъ съ теплыхъ морей. Такъ какъ пары сосредоточены, главнымъ образомъ, въ нижнихъ слояхъ земной атмосферы, то даже невысокая цѣпь горъ можетъ уже задержать значительное количество паровъ. Кроме того, восходящія теченія возможны, какъ это показалъ Кюппен, при вступленіи влажнаго теченія вообще на материкъ. Дѣйствительно, массы воздуха, вступая на берегъ, встрѣчаютъ сопротивление со стороны неровностей почвы. Движеніе его внизъ замедляется, а потому, вступающій столбъ воздуха долженъ, такъ сказать, вытягиваться въ вертикальномъ направленіи, т. е.

вызвать восходящіе токи, а слѣдовательно, конденсацію паровъ. На основаніи сказаннаго, мы вправѣ ожидать значительныхъ осадковъ въ области термическаго экватора, а также, въ сѣверномъ полушаріи, вдоль западныхъ береговъ Старога и Новаго свѣта; осадки обильны у южныхъ, юго-восточныхъ и восточныхъ береговъ Азіи и Зондскихъ острововъ, во время господства лѣтняго муссона, и у соответствующихъ береговъ Сѣверной Америки въ лѣтніе мѣсяцы. Осадки должны падать до минимума въ области нисходящихъ токовъ, а также, въ частяхъ материковъ, лежащихъ далеко вглубь континентовъ по отношенію къ водоноснымъ вѣтрамъ. На этомъ основаніи, можно думать, что по обѣ стороны дождеваго экватора количество осадковъ постепенно и довольно быстро убываетъ до границъ тропическаго пояса; здѣсь, на океанѣ, должна существовать область, наименѣе орошенная, а на сушѣ—возможенъ даже рядъ пустынь. Вообще, кольцо слабыхъ осадковъ должно опоясывать земной шаръ, приближаясь или удаляясь отъ экватора, въ зависимости отъ орографическихъ условій и перемѣненія кольца высокихъ давленій динамическаго происхожденія. Далѣе, къ сѣверу, количество осадковъ должно опять увеличиваться; при этомъ, можно предполагать, что количество ихъ въ умѣренномъ поясѣ Старога свѣта уменьшается отъ запада къ востоку и на крайнемъ востокѣ опять увеличивается въ области юго-восточнаго муссона. Въ Сѣверной Америкѣ мы вправѣ ожидать, въ средней части материка, сухую полосу, окаймленную, какъ съ востока такъ и съ запада, болѣе орошенной страной. Арктичeskій поясъ долженъ быть мало орошенъ, такъ какъ низкая температура препятствуетъ атмосферѣ принять значительный запасъ влаги. Таковы априорныя соображенія относительно вѣроятнаго средняго распредѣленія осадковъ на земной поверхности.

Составленная выше вѣроятная схема распредѣленія осадковъ вполне подтверждается наблюденіями, какъ это видно изъ карты *изометъ*, составленной Suran'омъ (таблица IX). Ограничимся лишь двумя-тремя сравненіями. Наибольшее количество осадковъ (выше 2000 мм.) наблюдается въ области термическаго экватора и нисходящихъ токовъ. Къ границамъ тропическаго пояса количество осадковъ, дѣйствительно, быстро уменьшается и зона наименьшаго орошенія совпадаетъ съ поясомъ пустынь Старога свѣта. Западные берега Старога свѣта орошены богаче

восточныхъ. Такиа же априорныя соображенія можно составить и относительно осадковъ южнаго полушарія. Детали этого общаго распредѣленія слѣдуетъ искать въ курсахъ климатологій.

Для характеристики возможнаго *максимальнаго* годового количества осадковъ приведемъ нѣсколько чиселъ¹⁾:

Европа.	Domsten, Норвегія	1950 мм.
	Bergen, »	1850 »
	Glencoe, Шотландія	3240 »
	Ben Nevis, »	3800 »
	Styehead Pass, Англія	4810 »
	Crkvice, Далмація	4860 »
Америка.	Sitka, Аляска	2070 »
	Gregtown, Никарагуа	6580 »
Африка.	Sierra Leone, зап. берегъ	4800 »
	Kamerun.	4160 »
Азія. Область	Mahabaleshwar.	6830 »
муссоновъ.		

Въ Чергарунжі²⁾ (изъ провинціи Ассамъ въ Индіи) среднее годовое количество осадковъ (1895—1903) составляетъ 11223 мм.; на станціи Debundscha, у западнаго подножья Камерумскаго Пика (1895—1903),—10454 мм. Наибольшее годовое количество воды выпало:

въ Чергарунжі	въ 1851 году, а именно	14789 мм.
» Debundscha	» 1902 » , » »	14133 » .

Годовое количество осадковъ различнымъ образомъ распределяется по временамъ года, соответственно географическимъ условіямъ. Существуютъ слѣдующіе главные типы годового распредѣленія осадковъ.

Въ *экваторіальной* зонѣ постоянно происходятъ сильныя восходящія токи; они достигаютъ наибольшей силы тогда, когда солнце находится въ зенитѣ или въблизи зенита, что бываетъ, въ каждой точкѣ экватора, два раза въ годъ. Въ виду этого, въ экваторіальной зонѣ существуетъ два максимума усиленія осадковъ, послѣ времени равноденствій. Эта область двой-

¹⁾ Hann. Lehrbuch der Meteorologie. Wien, 1901. S. 358.

²⁾ Bulletin de la société astronomique de France, mars 1906, p. 149.

ного максимума обнимаетъ приблизительно поясъ отъ 10° с. ш. до 10° ю. ш.

Тропическія области расположены вплоть до тропиковъ и даже нѣсколько дальше; въ этихъ областяхъ солнце бываетъ, въ теченіе года, одинъ разъ въ зенитѣ или вблизи зенита. Къ этому времени усиливаются дожди и даютъ одинъ максимумъ въ годъ.

Область муссоновъ. Большія области суши въ лѣтнее время сильно нагрѣваются и даютъ импульсъ для интензивныхъ восходящихъ токовъ. Въ тѣхъ частяхъ, вторыя лежатъ на пути вѣтровъ, идущихъ съ теплаго моря, должны происходить обильныя осадки. Интензивность осадковъ увеличивается, если на пути подобнаго водоноснаго вѣтра расположены горныя хребты. Очевидно, что осадки въ подобныхъ областяхъ должны имѣть сезонный характеръ и чередоваться съ болѣе сухимъ временемъ года. Таковы осадки, выпадающіе въ Индіи, Индо-Китаѣ, на Зондскихъ островахъ и вдоль восточныхъ береговъ Азіи.

Въ *умеренномъ* поясѣ, восходящія токи имѣютъ мѣсто въ господствующихъ здѣсь циклоническихъ движеніяхъ; эти циклоны являются результатомъ общей циркуляціи или слѣдствіемъ сильныхъ мѣстныхъ нагрѣваній. Большіе атмосферическіе вихри наиболѣе часты зимою; чаще всего они изливаютъ свои осадки надъ океаномъ и берегами; надъ континентами же умереннаго пояса преобладаютъ *лѣтніе* осадки. Выпадаютъ они въ мѣсяцы наиболѣе высокаго стоянія солнца. Вообще, надъ континентами, осадки почти вездѣ, отъ экватора до высокихъ широтъ, слѣдуютъ за солнцемъ. Надъ океанами и берегами умереннаго пояса преобладаютъ зимніе осадки.

Субтропическій поясъ зимнихъ дождей лежитъ между 28°—40° с. ш. широты и расположенъ въ западныхъ частяхъ континентовъ; на восточныхъ берегахъ въ этихъ широтахъ преобладаютъ муссонныя осадки. Мы знаемъ, что восходящій экваторіальный токъ, поднявшись на экваторѣ, направляется въ болѣе высокія широты. На границѣ тропическаго пояса, онъ опускается, образуя нисходящій токъ и кольцо высокихъ давленій, которое почти неразрывно опоясываетъ земной шаръ; особенно явственна часть этого кольца надъ океанами; части кольца высокихъ давленій, лежація надъ сушей, ослабляются и компенсируются, въ лѣтніе мѣсяцы, противодействующимъ имъ

расширеніемъ воздуха и восходящимъ токомъ вслѣдствіе нагрѣванія. Во всей своей полнотѣ кольцо это проявляется въ зимніе мѣсяцы: въ это время континентальная часть кольца усиливается сильными зимними охлажденіями и, слѣдовательно, исходящими токами. Въ области этого динамическаго кольца высокихъ давленій осадки слабы, ибо воздухъ, опускаясь, удаляется отъ точки насыщенія. Но въ зимѣ, это кольцо отходить къ экватору (такъ какъ оно перемѣщается всегда за движеніемъ солнца), и промежуточная область между тропической зоной и умѣреннымъ поясомъ представляетъ арену сильнѣйшей вихревой дѣятельности съ необходимыми ей спутниками — дождями. Зимніе дожди субтропической зоны ограничиваются вообще берегами. Только благодаря тому, что Средиземное море глубоко врѣзывается въ сушу, область зимнихъ дождей можно прослѣдить до передней Азіи. Въ другихъ мѣстахъ (на западныхъ берегахъ Америки, южной Африки и Австраліи) зона зимнихъ дождей имѣетъ очень малое развитіе. У восточныхъ береговъ материковъ, въ этихъ широтахъ, субтропическій характеръ осадковъ вытѣсняется муссоннымъ. Вліяніе горъ, стоящихъ на пути водоносныхъ вѣтровъ, было уже нѣсколько разъ указано.

Для иллюстраціи годового распредѣленія осадковъ приводимъ слѣдующую таблицу, показывающую время наступленія максимума осадковъ ¹⁾.

Южная Африка	подъ 6° ю. ш.	—апрѣль и ноябрь,
Quito	»	экваторомъ—апрѣль и ноябрь,
Sao Paulo	» 23° 5 ю. ш.	—январь,
Mexico	» 19.4 с. ш.	—августъ,
P. Darwin	» 13.5 ю. ш.	—январь,
Зап. Австралія	» 32.3 ю. ш.	—іюнь,
Мальта	» 38.0 с. ш.	—декабрь и январь,
С. Альпы	около 50.0 с. ш.	—іюль,
С. Азія	» 55.0 с. ш.	—іюль,
берегъ Атл. ок. въ Сѣверн. Америкѣ	» 40.0 с. ш.	—іюль и октябрь,
СЗ Европа	» 60.0 с. ш.	—октябрь.

¹⁾ Hann. Lehrbuch der Meteorologie, 1905. S. 260.

О распредѣленіи осадковъ въ Россіи можно судить на основаніи работъ, изданныхъ Главной Физической Обсерваторіей. Если мы на картѣ проведемъ линію отъ устья Двѣстра, черезъ Николаевъ и Лугань, къ Саратову, Самарѣ и Оренбургу, то вдоль этой линіи расположена полоса Европейской Россіи, получающая около 400 мм. въ годъ. Къ сѣверо-западу отъ этой полосы годовое количество осадковъ возрастаетъ; по линіи, проходящей черезъ сѣверную часть Бессарабіи, южную часть Подольской губерніи, губерніи Тульскую, Рязанскую, Владимірскую, Петербургскую и юго-западную часть Финляндіи, годовое количество осадковъ достигаетъ 500 мм.; губерніи, лежація къ западу отъ указанной только что линіи, имѣютъ количество осадковъ отъ 500 до 600 мм. въ годъ; вся остальная Россія, восточнѣе этой линіи и сѣвернѣе прежде указанной степной полосы, получаетъ изъ атмосферы около 400—450 мм. воды. Количество это на Уралѣ, между Уфой и Златоустомъ, увеличивается до 500 мм. На крайнемъ сѣверѣ замѣтно опять нѣкоторое уменьшеніе (Архангельскъ—391.7 мм., Кемь—381.8 мм.). Къ юго-востоку отъ степной полосы, видимъ двѣ, рѣзко отличныя по орошенію, мѣстности; къ Кавказу, особенно западному, количество осадковъ быстро возрастаетъ и на восточныхъ побережьяхъ Чернаго моря достигаетъ 1500 и даже 2000 мм. (Поти—1669.7 мм., Даховскій Постъ 2052.7 мм.). Къ Каспійскому же морю и средней Азіи годовая сумма осадковъ столь же быстро убываетъ:

Астрахань	185.8 мм.
Баку	248.4 »
Фортъ Александровскій . .	127.7 »
Иргизъ	159.3 »

Херсонская губернія, по общему годовому приходу воды, находится, за исключеніемъ, конечно, юго-востока Россіи и средне-азиатскихъ владѣній, въ условіяхъ не вполне благоприятныхъ; она получаетъ меньше атмосферныхъ осадковъ, чѣмъ западная полоса и нѣкоторыя центральныя губерніи Россіи.

Въ ближайшихъ къ намъ провинціяхъ Австріи и Германіи выпадаетъ въ годъ отъ 600 до 700 мм.; вообще западная Европа находится въ полосѣ, получающей отъ 600 до 1000 мм.

въ годъ; Пиренеи, Швейцарія и побережье Адриатическаго моря имѣютъ даже отъ 1000 до 1500 мм. Конечно, нечего и сравнивать наши осадки съ тѣми, которые выпадаютъ въ наиболѣе орошенныхъ частяхъ земного шара, какъ напр., въ экваторіальной полосѣ сѣверной Африки и южной Америки, а также въ Индіи. Особенно замѣчательна въ этомъ отношеніи Индія; мы уже видѣли, что въ нѣкоторыхъ пунктахъ Индіи выпадаетъ въ годъ слой воды толщиною отъ 3 до 6 метровъ, а въ Черраповжи годовое количество воды достигаетъ 11223 мм. (11¹/₂ метра, болѣе 5.5 сажени).

Вся почти Европейская Россія находится въ поясѣ преобладанія лѣтнихъ дождей; максимумъ осадковъ слегка перемѣщается только отъ одного мѣсяца къ другому; такъ, въ сѣверныхъ губерніяхъ наибольшее количество дождей въ августъ, на югѣ—въ іюнь; въ остальной Россіи—въ іюль; на югѣ замѣчается также и второй максимумъ въ ноябрѣ; на Кавказѣ, въ центральной его части—въ маѣ, а въ западной и южной—осенью и зимой; по берегамъ средней части Балтійскаго моря—въ началѣ осени. Распредѣленіе осадковъ на югѣ можно видѣть изъ слѣдующихъ чиселъ:

	Одесса	Енисейскъ
январь	24.6 мм.	16.5 мм.
февраль	23.4 »	16.1 »
мартъ	30.8 »	21.9 »
апрѣль	27.0 »	28.8 »
май	34.8 »	54.0 »
іюнь	58.6 »	52.2 »
іюль	44.1 »	59.1 »
августъ	29.4 »	48.0 »
сентябрь	30.0 »	35.7 »
октябрь	34.6 »	26.3 »
ноябрь	33.5 »	40.5 »
декабрь	33.6 »	31.0 »
годъ	407.3 »	425.1 »

Ливни. Въ практическомъ отношеніи, огромное значеніе имѣетъ вопросъ о количествѣ *суточнаго* выпаденія осадковъ, а

также о ливнях. Изъ работы Берга ¹⁾ видно, что въ Россіи въ 1893 году наибольшее суточное выпаденіе дождя было слѣдующее (въ миллиметрахъ):

	сумма	среднее въ 1 мин.
Анисовъ, Калужской губ.	120.3	0.69
Юрѣвка, Таврической »	106.4	0.59
Кириловскъ, Полтавск. »	100.6	0.30
Байрамча, Бессарабск. »	132.8	0.55
Бурскъ	144.1	0.13
Успенское, Тульской губ.	107.8	0.08

Еще болѣе значительное суточное выпаденіе дождя въ другихъ мѣстностяхъ земного шара ²⁾:

Сисвайтъ, Англія	204 мм.
Нейвизе, Силезія.	345 »
Ф. Кларкъ, Флорида	457 »
Гонконгъ	553 »
Клюни, о. св. Маврікія	610 »
Сама, Японія	747 »
Парнія, Бенгалъ.	879 »
Танабе, Японія	902 »
Черрапонжи	1036 » ³⁾ .

Весьма важное значеніе имѣетъ изслѣдованіе тѣхъ случаевъ, при которыхъ, въ *короткій* промежутокъ времени, выпадаетъ *значительное* количество осадковъ (ливни). Наблюденія нашей метеорологической сѣти дали возможность подробно изслѣдовать ливни на юго-западѣ Россіи ⁴⁾. Если распределить ливни юго-запада по ихъ продолжительности, то наибольшее возможное количество осадковъ, выпадающее въ 1 минуту, будетъ слѣдующее:

¹⁾ Бергъ. О ливняхъ и обильныхъ дождяхъ, выпавшихъ въ короткіе промежутки времени въ 1893 году въ Европейской Россіи. Спб. 1895.

²⁾ Воейковъ. Метеорологія. Спб. 1903, стр. 385.

³⁾ Въ 5 дней орудя выпало 2696 мм.

⁴⁾ Кюссовскій. Ливни на юго-западѣ Россіи въ 1886—1893 г. Метеорологическое Обозрѣніе. 1892. Одесса. Текстъ съ 4 картами.

продолжительность ливня	возможное максимальное количество осадковъ
отъ 1 до 5 минутъ	3.0 мм. въ 1 минуту
» 6 » 15 »	2.94 » » » »
» 16 » 30 »	1.50 » » » »
» 31 » 45 »	1.25 » » » »
» 46 » 60 »	0.86 » » » »
» 1 ч. » 2 ч.	0.83 » » » »
» 2 » » 3 »	0.69 » » » »
» 3 » » 6 »	0.55 » » » »

Въ другихъ мѣстностяхъ земного шара возможны ливни, дающіе еще большее количество осадковъ въ 1 минуту :

	всего	въ 1 мин.
въ Арджисѣ, Румынія, выпало . . .	205 мм.	10.2
» Ф. Макферъ, С. Америка » . . .	38 »	7.6
» Гальвестонъ, » » . . .	100 »	7.1.

Изъ наблюдений сѣти юго-запада Россіи видно, что въ трехъ случаяхъ выпало исключительное количество осадковъ : а) с. Петро-островъ, Херсонской губ., 1 октября 1887 года измѣрено 20 мм. въ 8 минутъ (2.5 мм. въ 1 минуту); б) с. Андреевка, Таврической губ., отмѣчено 44 мм. въ 15 минутъ (2.9 мм. въ 1 минуту); с) Коровенцы, Полтавской губ., выпало 56.5 мм. въ 10 минутъ (5.7 мм. въ 1 минуту).

Наблюдения сѣти юго-запада Россіи дали возможность изслѣдовать зависимость ливней отъ общаго состоянія атмосферы. Оказалось, что ливни иногда выпадаютъ спорадически и имѣютъ очень ограниченное распространеніе; въ другихъ случаяхъ, они охватываютъ, болѣе или менѣе, значительныя области. Изъ картъ, составленныхъ въ нашей обсерваторіи, видно, что ливни, подобно грозамъ, градобитіямъ и снѣговымъ метелямъ, тѣсно связаны съ вихревыми движеніями атмосферы. Они являются спутниками слабыхъ лѣтнихъ циклоновъ, а также изливаются на окраинахъ болѣе сильныхъ минимумовъ. Достигаютъ они наибольшей интенсивности въ поясѣ циклона, близкомъ къ периферіи. Въ этомъ же поясѣ наблюдаются, чаще всего, грозы, градобитія и снѣговыя метели. Такимъ образомъ, кольцо грозъ и града въ циклонѣ является, вмѣстѣ съ тѣмъ, и кольцомъ ливней.

Еще одинъ вопросъ. Откуда берется то огромное количество воды, которое необходимо для образованія сильнаго ливня? Въ столбъ воздуха, сѣченіе котораго равно 1 квад. метру, надъ средней Европой можетъ находиться 34.5 килограмма воды. Если бы эти пары вполне конденсировались, то это дало бы слой толщиной въ 35 мм. Но количество осадковъ можетъ быть гораздо больше. Нужно допустить, что столбъ нашъ пытается притокомъ влаги, поступающимъ со всѣхъ сторонъ къ центру восходящаго тока. Если допустить, что въ центрѣ такого вихря существуетъ сильное восходящее теченіе, то образовавшіяся уже капли могутъ долгое время удерживаться въ своемъ паденіи; прибывающая со стороны влага будетъ идти на образованіе новыхъ капель и увеличеніе прежнихъ. Наконецъ, наступаетъ моментъ, когда вся эта масса низвергается, образуя настоящій *ливень*. Но очевидно, что такіе ливни могутъ имѣть только мѣстное и ограниченное распространеніе.

Въ климатологіи различаютъ еще слѣдующіе элементы, характеризующіе распредѣленіе осадковъ: 1) число дней съ осадками; на русскихъ станціяхъ принято считать днемъ съ осадками такой день, въ который измѣрено въ дождемѣрѣ не менѣе 0.1 мм.; 2) количество осадковъ, приходящееся на каждый дождливый день; 3) вѣроятность дождя, т. е. отношеніе числа дней съ осадками, выпавшими въ теченіе извѣстнаго періода, къ общему числу дней того же періода. Эти факторы, какъ узко климатологическіе, оставляемъ безъ рассмотрѣнія и отсылаемъ читателя къ курсамъ климатологіи.

Относительно географическаго распространенія града, въ настоящее время, имѣется весьма мало данныхъ. Въ 1895 году мною разработанъ матеріалъ, собранный Главной Физической Обсерваторіей и метеорологической сѣтью юго-запада Россіи. Результаты напечатаны, въ формѣ текста и карты градобитій въ Россіи, въ трудахъ нашей сѣти¹⁾. Изъ этой карты видно, что наиболѣе подвержены градобитіямъ нѣкоторыя мѣстности Кавказа, а также полоса, которая тянется черезъ губерніи Волынскую, Подольскую, Кіевскую, Полтавскую и далѣе къ губерніямъ Тамбовской и Саратовской. Это полоса,

¹⁾ Метеорологическое Обсерваторіе. Труды метеорологической сѣти юго-запада Россіи. Десятилѣтіе. 1886—1895. Одесса. 1896.

по которой, преимущественно, направляется нѣкоторая часть европейскихъ циклоновъ. Другой опытъ изученія распредѣленія градобитій въ Россіи принадлежитъ г. Таргонскому. Работа г. Таргонскаго построена на разработкѣ данныхъ, доставленныхъ обществомъ страхованія отъ градобитій.

Снѣговая линія; лавины и глетчеры. Извѣстно, что въ странахъ холодныхъ и обильныхъ твердыми осадками, а также на высокихъ горахъ, выпавшій снѣгъ не успѣваетъ стаять въ теплое время года; приходъ больше расхода, вслѣдствіе чего, образуется, такъ называемый, «вѣчный снѣгъ». Для образованія вѣчнаго снѣга необходима не только достаточно низкая температура, но и обиліе осадковъ. Такъ на примѣръ, большая часть Сибири имѣетъ среднюю температуру года ниже 0° (на NE даже до —18°), но поверхность ея свободна отъ вѣчнаго снѣга, исключая горныхъ вершинъ, потому что количество осадковъ тамъ, особенно зимою, совершенно ничтожно. Нижняя граница вѣчнаго снѣга называется *снѣговой линіей*. Высота снѣговой линіи, не только подъ разными широтами, но и подъ одной и той же широтой, весьма различна; она зависитъ какъ отъ средней температуры мѣста, такъ и отъ количества осадковъ. Приводимъ числа, показывающія высоту снѣговой линіи въ различныхъ мѣстахъ (въ метрахъ):

Шпицбергенъ (77° с. ш.)	460
Исландія (65° с. ш.)	870
Норвегія (70° с. ш.) у береговъ	880
» внутри	1020
Альпы (45°—47° с. ш.) западъ	2700
» востокъ	2800
Кавказъ (43°—44½ с. ш.) западъ	3400
» востокъ	3600
Гиммалаи (27°—34° с. ш.) южн. скл.	4940
» сѣв. скл.	5670
Каракорумъ (35°—36° с. ш.)	5820
Анды (экваторъ)	4820
» (въ Чили 32° ю. ш.)	3400
Патагонія (43° ю. ш.)	1830
Огненная земля (54° ю. ш.)	950

Мы видимъ изъ таблицы, что высота снѣговой линіи подъ 70° с. ш. и 54° ю. ш. почти одинакова; это происходитъ оттого, что въ южномъ полушаріи количество осадковъ больше, чѣмъ въ сѣверномъ и лѣто сравнительно прохладное. Въ сѣверномъ полушаріи снѣговая линія нигдѣ, сколько извѣстно, не опускается до уровня моря, тогда какъ въ южномъ, на параллели 54° ю. ш., снѣговая линія опускается до уровня моря (на островѣ Южной Георгіи). Въ Тибетѣ, благодаря сухости климата, не встрѣчается вѣчнаго снѣга даже на высотѣ 6100 м. надъ уровнемъ моря. Накопленіе снѣга выше снѣговой линіи постоянно компенсируется, кромѣ лѣтняго таянія, еще двумя путями. Часть его падаетъ, время отъ времени, въ формѣ *лавины*, другая, уплотненная, медленно сползаетъ внизъ, образуя величественныя ледяныя рѣки, *ледники* или *летчеры*. Для образованія глетчера нужны два условія: достаточное количество осадковъ и соответствующія орографическія условія, т. е. высокая обширная котловина для накопленія матеріала глетчера (фирна), открывающаяся въ медленно спускающуюся долину. Котловину эту можно уподобить верховью или истоку рѣки, вырабатывающему матеріалъ, питающій глетчеръ. Сползая внизъ и выдерживая давленіе вѣхъ выше лежащихъ слоевъ, первоначальный фирнъ (рыхлый и зернистаго строенія) постепенно уплотняется и обращается въ ледъ. Но этотъ ледъ однако отличается отъ рѣчного: онъ обнаруживаетъ слоистость и чередованіе слоевъ чистаго льда съ слоями полупрозрачнаго отъ избытка включенныхъ пузырьковъ воздуха.

Исслѣдованіе глетчеровъ относится къ области динамической геологіи. Мы лишь остановимся кратко на физической сторонѣ вопроса. Главная физическая особенность глетчеровъ заключается въ томъ, что они, въ своихъ движеніяхъ, воспроизводятъ, внѣшнимъ образомъ, теченіе рѣки или пластической массы. И дѣйствительно, при прямолинейномъ, слегка наклонномъ, ложѣ, вся масса льда, въ общемъ, движется безъ разрыва сплошности; но, подобно тому какъ и въ рѣкѣ, различныя точки какаго-нибудь поперечнаго сѣченія движутся съ различными скоростями; наибольшую скорость имѣютъ точки, лежащія по серединѣ; скорость уменьшается къ берегамъ. Если русло глетчера дѣлаетъ поворотъ, то геометрическое мѣсто точекъ, имѣющихъ наибольшую скорость, отклоняется отъ середины, приближаясь къ выпуклому берегу. Если въ извѣстномъ мѣстѣ русло

раздвигается, то и глетчеръ дѣлится на двѣ вѣтви; обратно, два ледяныя теченія могутъ сливаться, образуя одинъ общій глетчеръ. Ледяныя массы глетчера огибають свалы, встрѣчающіяся имъ на пути. Но, конечно, эта аналогія глетчера съ движущейся рѣкой или пластической массой терлется, если мы перейдемъ къ детальному изученію ледника. Глетчеръ испещренъ трещинами различнаго происхожденія. Мы сказали, что различныя точки одного и того же сѣченія, имѣють различныя скорости: среднія точки движутся быстрѣе, боковыя перемѣщаются медленнѣе. Въслѣдствіе этого, боковыя части ледника испытываютъ *натяженія*, по направленію, составляющему уголъ въ 45° съ краями глетчера, и *давленія* по направленію перпендикулярному къ линіямъ натяженія. Въ результатѣ этихъ двухъ дѣйствій является рядъ трещинъ, идущихъ перпендикулярно къ линіямъ натяженія. Подобное распредѣленіе скоростей и натяженій можно обнаружить на прѣстомъ опытѣ: если на поверхность сползающей вязкой массы (смолы, глины) въ каналѣ бросимъ три кружочка краски, то замѣтимъ, что средній кружокъ перемѣстился, не измѣнивъ своей формы; боковыя же кружки отстали, вытянулись по направленію натяженія и сжались по направленію давленія. Если русло круто мѣняетъ свое паденіе, то ледъ, слѣдуя за этимъ уклономъ, истрескивается въ поперечномъ направленіи и образуетъ *ледопадъ*. Если русло принимаетъ опять свой обычный уклонъ, то трещины опять смыкаются. Если ледъ, изъ узкой долины переходитъ въ широкую, то на его поверхности является рядъ лучеобразныхъ продольныхъ трещинъ, которыя опять могутъ сомкнуться при переходѣ въ болѣе узкое ложе.

На краяхъ ледниковъ накаплиются обыкновенно камни и мусоръ, падающіе на ледъ съ горныхъ склоновъ, мимо которыхъ онъ проходитъ; это, такъ называемыя, *боковыя морены*. Если два ледника сливаются, то ихъ боковыя морены соединяются въ одну, образуя *срединную морену*. Кромѣ боковыхъ и срединныхъ есть еще конечныя морены — скопленіе камней и мусора въ томъ мѣстѣ, гдѣ ледникъ оканчивается, т. е. тамъ, гдѣ успѣваетъ стаять весь ледъ, приносимый ледникомъ.

Скорость движенія ледниковъ вообще больше лѣтомъ, чѣмъ зимой; она зависитъ также отъ величины уклона русла и отъ

размѣровъ ледника. Въ Альпахъ она болѣе 100 м. въ годъ (лѣтомъ до $\frac{3}{4}$ м. въ день).

Слѣдующая таблица показываетъ, до какой высоты опускаются ледники въ разныхъ странахъ:

	высота надъ уровнемъ моря	температура на этой высотѣ
Западная Норвегія (71°5)	400	+4°8
Швейцарія (46—45°)	983	+5.8
Сванетія (Кавказъ) (43°)	1954	+4.3
Дагестанъ (41°)	3163	+2.4
Новая Зеландія (ю. островъ) (43—45°)	212	+10.0
Патагонія (46—45°)	0	+8.4

Ледникъ, при своемъ движеніи, округляетъ всѣ неровности своего русла, полируетъ его, такъ что по наружному виду скалъ, по бороздамъ, оставленнымъ на нихъ камнями, попавшими на дно ледника и двигавшимися вмѣстѣ съ льдомъ, можно безошибочно указать, гдѣ были прежде ледники. Оказывается, что въ одну изъ геологическихъ эпохъ, называемую ледниковымъ періодомъ, ледниковъ было гораздо больше, нежели теперь; они встрѣчались тамъ, гдѣ ихъ теперь совершенно нѣтъ, какъ напримѣръ, въ Шотландіи, Валлисѣ, Финляндіи и въ Соединенныхъ Штатахъ С.-Америки; многія долины и озера Швейцаріи и сѣверной Италіи представляютъ ледниковыя русла. Такое развитіе ледниковъ, во время ледниковаго періода, указываетъ несомнѣнно на большое различіе между нынѣшнимъ и тогдашнимъ климатомъ Европы. Причина этого различія, вѣроятно, заключается въ перемѣнахъ, происшедшихъ съ того времени въ распредѣленіи суши и моря и въ направленіи и силѣ морскихъ теченій; при этомъ, температура съ тѣхъ поръ нѣсколько повысилась, и осадки стали выпадать чаще въ видѣ дождя, нежели снѣга. Въ южномъ полушаріи, въ Новой Зеландіи и въ Патагоніи, мы и теперь находимъ ледники, столь же развитые, какъ и бывшіе подъ соответственными сѣверными широтами во время ледниковаго періода; это зависитъ отъ преобладанія океана и отсутствія значительныхъ теплыхъ теченій. Наиболѣе благоприятныя условія для распространенія ледниковъ суть: холодное лѣто и сравнительно теплая зима съ обильнымъ снѣгомъ, что предполагаетъ близость моря свободнаго отъ льда, но лишеннаго

теплыхъ теченій. Въ историческое время въ Европѣ размѣры ледниковъ не оставались постоянными, но подвергались, и теперь подвергаются, постояннымъ перемѣнамъ: такъ, въ средніе вѣка ледники были гораздо меньше сравнительно съ новѣйшимъ временемъ; въ послѣднія десятилѣтія наблюденія обнаруживаютъ опять ихъ уменьшеніе и отступаніе. Эти послѣдніе новѣйшіе измѣненія въ размѣрахъ ледниковъ зависятъ отъ неперіодическихъ измѣненій въ количествѣ осадковъ, особенно въ количествѣ снѣга, выпадающаго на фирнъ, и количествѣ дождя, выпадающаго на ледникъ: чѣмъ больше снѣга, тѣмъ обширнѣе фирнъ, питающій ледникъ; чѣмъ больше дождя, тѣмъ быстрѣе таетъ ледникъ. При этомъ, небольшое измѣненіе въ размѣрахъ фирна можетъ оказать чувствительное вліяніе на длину ледника, такъ какъ измѣняется не только количество льда, но и скорость его движенія. Вообще, съ увеличеніемъ количества фирна ледникъ, сдѣлавшись больше, таетъ медленнѣе и движется быстрѣе.

Для физика, особенный интересъ представляетъ теорія движенія глетчеровъ. Какимъ образомъ, столь хрупкое тѣло какъ ледъ, сползая, въ общемъ уподобляется теченію пластической массы? Предложено нѣсколько теорій движенія глетчеровъ. Извѣстно, что точка плавленія большей части тѣлъ повышается съ повышеніемъ давленія. Исключеніе составляютъ вода, висмутъ. Для воды повышеніе давленія понижаетъ температуру плавленія. Въ ледникѣ массы льда, особенно на поворотахъ и въ узкихъ проходахъ, подвергаются сильному давленію всѣхъ слоевъ его, выше лежащихъ. Подъ вліяніемъ этихъ верхнихъ давленій, нѣкоторыя части льда плавятся; освободившись отъ повышенныхъ давленій, эти массы опять замерзаютъ. Такимъ образомъ, въ массѣ глетчера происходятъ непрерывные процессы частичныхъ таяній и замерзаній; вслѣдствіе этого, общее впечатлѣніе таково, какъ будто въ руслѣ глетчера протискивалось пластическое тѣло, способное къ жидкостнымъ перемѣщеніямъ безъ разрыва сплошности. Но существуетъ и другое воззрѣніе. Извѣстно, что два кусочка льда могутъ, особенно при температурахъ близкихъ къ 0° , смерзаться. При движеніи глетчера, его масса изрѣзывается множествомъ мелкихъ трещинъ, которыя, при переходѣ льда въ другое мѣсто, опять смерзаются. Съ точки зрѣнія этого взгляда, перемѣщеніе массы льда можно разсматривать, какъ послѣдовательный процессъ растрескиваній

и смерзаній. Общее впечатлѣніе таково, какъ будто вся масса сохраняетъ непрерывно свою пластичность. Нужно замѣтить, что въ настоящее время перегородки, раздѣляющія твердыя и жидкія тѣла, постоянно сокращаются. Известныя свойства мы находимъ какъ въ твердыхъ, такъ и въ жидкихъ тѣлахъ, но только въ различной степени. Опыты надъ истеченіемъ твердыхъ тѣлъ (Tresca, Spring'a и другихъ) показали, что твердыя тѣла способны къ жидкостнымъ движеніямъ безъ разрыва сплошности; другими словами, всѣ тѣла болѣе или менѣе пластичны, но только предѣлъ этой пластичности весьма различенъ. Напримѣръ, ледяная доска, опирающаяся на свои концы, подъ дѣйствіемъ своего вѣса, можетъ дать изгибъ; если повернемъ доску другой стороной, то направленіе изгиба иѣвнеть знакъ. Металлъ, заключенный въ цилиндрическихъ плотныхъ сосудахъ, въ которыхъ сдѣланы боковыя отверстія, подъ дѣйствіемъ высокаго давленія, истекаетъ струей, на подобіе жидкости. Отдѣльные куски тѣлъ спаиваются подъ высокимъ давленіемъ въ компактный кусокъ; напримѣръ, безцвѣтный почти порошокъ мѣднаго купороса образуетъ голубые кристаллы. Налитая на наклонную плоскость отвердѣвшая масса смолы, съ теченіемъ времени, начинаетъ течь подъ дѣйствіемъ собственной тяжести, образуя искусственный «смоляной глетчеръ». Ледъ способенъ также къ подобнымъ жидкостнымъ теченіямъ, и этимъ свойствомъ объясняются всѣ особенности въ движеніи глетчеровъ. До тѣхъ поръ, пока не перейдетъ предѣлъ пластичности, ледъ течетъ какъ сплошное тѣло. Въ тѣхъ мѣстахъ, гдѣ сплошность нарушена, массы льда разрываются, образуя трещины, которыя дальше опять закрываются и спаиваются.

Глетчеры полярныхъ странъ спускаются непосредственно къ уровню моря и въ долинахъ, выходящихъ къ морю, врываются въ него; отрываясь отъ общей массы, они уносятся теченіями и плаваютъ въ формѣ «ледяныхъ горъ» или «айсберговъ». Высота подобныхъ айсберговъ бываетъ иногда весьма значительна. Наблюдали айсберги, возвышающіеся на 70—80 м. надъ уровнемъ воды. Замѣтимъ, что еще болѣе значительная часть ихъ скрывается подъ водой. Пусть пловучая льдина имѣетъ форму прямоугольнаго параллелепипеда, основаніе котораго равно m , а высота n ; пусть часть ея, равная x , погружена въ воду. По закону Архимеда, вѣсъ всей льдины долженъ рав-

ваться вѣсу вытѣсненной воды; но вѣсъ льдины $=m(n+x)d$, гдѣ d плотность льда; вѣсъ вытѣсненной воды $=mx d_1$, гдѣ d_1 плотность морской воды. Для равновѣсія нужно:

$$m(n+x)d = mx d_1; \text{ откуда } x = \frac{nd}{d_1 - d}.$$

Но $d=0.91$, $d_1=1.027$; слѣд. $x=n \times 7.8$. Слѣдовательно, если высота надводной части льдины равна 80 м., то высота ея подводной части составитъ 604 м. Айсберги уносятся теченіями въ болѣе низкія широты и вызываютъ нерѣдко пониженіе температуры. Южная граница айсберговъ, въ сѣверной части Атлантическаго океана, доходитъ до 40° с. ш. Въ отдѣльныхъ случаяхъ айсберги могутъ достигать даже Антильскихъ острововъ, какъ это было въ іюль 1818 г.

Литературныя указанія. Кромѣ работъ, поименованныхъ въ текствѣ этой главы, укажемъ еще слѣдующіе источники.

А) *Образованіе гидрометеоровъ.*

1) Bezd. Zur Thermodynamik der Atmosphäre. Sitzungsab. d. Berliner Akademie d. Wiss. (1888, 1890, 1892, 1900) ия того же автора «Gesammelte Abhandlungen aus den Gebieten der Meteorologie und des Erdmagnetismus». Braunschweig. 1906.

2) * Wollny. Forschungen auf dem Gebiete der Agriculturphysik. Bd. 14. Untersuchungen über die Bildung und die Menge des Thaus. S. 111.

3) * Homén. Bodenphysikalische und meteorologische Beobachtungen. Berlin. 1894. III.

4) * Waener. Historisch-kritische Uebersicht der Hageltheorien. Rotterdam. 1876.

5) * Gockel. Das Gewitter (главы 15 и 16 о градѣ). Köln. 1905.

6) Многочисленныя статьи въ «Zeitschrift für Meteorologie» 1868—1884 и въ «Meteorologische Zeitschrift». 1884—1907.

В) *Образованіе волнистыхъ облаковъ.*

7) Helmholtz. Sitzungsberichte der Berliner Akademe der Wissenschaften. 1888, S. 661 и 1889, S. 503.

8) Wegener. Studien über Luftwogen. Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre. Bd. II, Heft 2, 1906, S. 55.

С) *Распредленіе осадковъ.*

9) * Вильдъ. Обь осадкахъ въ Россійской Имперіи. Спб. 1888.

10) * Hann. Lehrbuch der Klimatologie. Wien.

11) * Воейковъ. Климаты земного шара. Спб. 1884.

12) * Воейковъ. Метеорологія. Спб. 1905.

13) * Клоссовскій. Матеріалы для климатологіи юго-запада Россіи. Текстъ и атласъ. Одесса. 1899.

14) * Клоссовскій. Градобитія въ Россіи. Текстъ и карта. Метеорологическое Обзорніе. Труды метеорологической съѣти юго-запада Россіи. Десятилѣтіе. 1886—1895. Одесса. 1896.

15) * Многочисленныя описанія грозъ и градобитій, формъ и размѣровъ градинъ. Метеорологическое Обзорніе. Труды метеорологической съѣти юго-запада съ 1886 по 1906 годъ. Одесса.

16) Многочисленныя статьи въ журналѣ Gravelius'a «Zeitschrift für Gewässerkunde».

D) *Глетчеры.*

17) * Heim. Handbuch der Gletscherkunde. Stuttgart. 1885.

18) * Крапогвинъ. Изслѣдованіе о ледниковомъ періодѣ. Спб. 1876.

19) * Hess. Die Gletscher. Braunschweig. 1904. Въ этой книгѣ приведена весьма обширная литература о глетчерахъ.

20) Въ 1906 году возникъ особый журналъ по ледниковъ-дѣвию: Zeitschrift für Gletscherkunde, издаваемый профессоромъ Вѣнскаго университета Е. Brückner'омъ.

XIII.

Температура и давление въ болѣе высокихъ слояхъ атмосферы.

Методы изслѣдованія болѣе высокихъ слоевъ атмосферы: горныя обсерваторіи, воздушныя поднятія, зифіковыя станціи. Наблюденія горныхъ станцій. Результаты воздушныхъ поднятій. Инверсія температуры въ болѣе высокихъ слояхъ атмосферы. Новѣйшія наблюденія на станціяхъ Lindenberg и Uccle. Наиболѣе низкія температуры въ высокихъ, доступныхъ наблюденію, слояхъ атмосферы. Аналитическое выраженіе закона паденія температуры въ единицы высоты. Распределеніе давления въ болѣе высокихъ слояхъ атмосферы. Общіе выводы. Литературныя указанія.

Методы изслѣдованія болѣе высокихъ слоевъ атмосферы: горныя обсерваторіи, воздушныя поднятія, зифіковыя станціи. До сихъ поръ мы оставались, почти исключительно, на днѣ нашей воздушной оболочки. Теперь естественно взоръ нашъ обращается вверхъ въ недоступныя выси атмосферы. При помощи луча свѣта полученъ, какъ мы уже видѣли, рядъ указаній относительно различныхъ ярусовъ атмосферы. Изъ наблюденій надъ облаками опредѣлены направленія и скорости движенія въ различныхъ слояхъ атмосферы. Изученіе явленія сумерекъ и красной зари дало возможность опредѣлить метеорологическое распространеніе атмосферы; спектроскопъ указалъ, своими теллурическими линіями, избирательную поглощательную способность составныхъ частей воздуха, особенно водяныхъ паровъ. Явленіе вѣнца или короны около луны и солнца доставило матеріалъ для опредѣленія величины туманныхъ тѣлецъ, образующихъ облачную пелену и т. д. Но современная наука не можетъ довольствоваться одними только *косвенными* указаніями. Необходимо непосредственно проникнуть возможно выше съ измѣрительными приборами въ рукахъ, тѣмъ болѣе, что въ высшихъ слояхъ атмосферы находится ключъ къ рѣшенію многихъ основныхъ задачъ метеорологіи. Наблюденія, производимыя одновременно на различныхъ высотахъ, создадутъ синоптическую метеорологію верхнихъ слоевъ, а слѣдовательно, установятъ общую картину верхней циркуляціи подобно тому, какъ наблю-

денія на земной поверхности установили схему нижней циркуляціи. Только измѣреніями въ болѣе высокихъ слояхъ атмосферы можно опредѣлить точнѣе напряженіе и, что весьма важно, составъ солнечной радіаціи и протяженіе солнечнаго спектра, а также рѣшить вопросъ о знакѣ и распространеніи электрическихъ массъ въ атмосферѣ. При благопріятныхъ условіяхъ, можно, такъ сказать, захватить извѣстную фазу явленія, напримѣръ, образованіе дождя, грозы, града, т. е. присутствовать непосредственно въ моментъ проявленія творческихъ силъ природы. Замѣтимъ при этомъ, что тамъ, высоко, вдали отъ поверхности земли, мы наблюдаемъ явленія во всей ихъ чистотѣ, освобожденные отъ возмущающихъ дѣйствій земной поверхности.

Наука давно уже пользуется отдѣльными горными вершинами для устройства сторожевыхъ метеорологическихъ пунктовъ. При устройствѣ *юрныхъ* станцій необходимо имѣть въ виду, чтобы избираемая для наблюдений вершина была какъ можно ближе къ условіямъ *свободной* атмосферы. Въ настоящее время имѣется уже цѣлый рядъ горныхъ станцій: *Puy-de-Dôme* (1446 м.), *Ben-Nevis* (1343 м.), *Obir* (2140 м.), *Pic du Midi* (2880 м.), *Säntis* (2500 м.), *Etna* (2942 м.), *Sonnblick* (3106 м.), *Montblanc* (4359 м.). До настоящаго времени наиболѣе выдвинуты были станціи на *Монбланѣ* (4359 метровъ) и на *Pikes-Peak* (нынѣ упразднена) въ Сѣвер. Америкѣ (4308 метровъ). Самопишущіе приборы были установлены на вершинѣ потухшаго вулкана *Al Misti*¹⁾ въ Перу на высотѣ 5830 метровъ²⁾.

Столь же давно наука прибѣгаетъ къ воздушнымъ шарамъ. Цѣлыя сотни поднятій совершены въ истекшемъ столѣтіи. Коренная важность этихъ поднятій настолько возросла, что, въ

¹⁾ *Annal. de la société météorologique de France. Janvier—février, 1897, p. 96.*

²⁾ Пастуховъ оставилъ, 16 іюня 1893 года, максимумъ — и минимумъ — термометры на Большомъ Араватѣ (5146 м.). Спустя годъ слишкомъ (25 августа 1894 года) термометры эта показывали 17°.5 (максимумъ) и — 39°.7 (минимумъ). *Meteorol. Zeitschrift. 1897, S. 308—309.*

Наиболѣе высокая точка земной поверхности, до которой подымался человекъ, — это вершина *Аконсагуа* (выше 8000 метровъ). Этой точки достигъ швейцарскій проводникъ *Zurbriggen. Ciel et terre, 17 août, № 8 p. 211.*

последніе годы, поднітія приняли характеръ международныхъ предпріятій. Въ то же время, основаны общества поощренія воздухоплаванія съ научной цѣлью, усовершенствованы методы наблюденій, указавшіе на значительныя погрѣшности и недостатки прежнихъ аэростатическихъ измѣреній, основаны спеціальныя журналы, посвященные научному воздухоплаванію. Огромныя заслуги въ этомъ дѣлѣ принадлежатъ французамъ Fonvielle'у, Tissandier, Hermite'у и Besançon'у, иѣмцамъ Bergson'у, Baschin'у, Börnstein'у, Assmann'у, эльзасцу Hergesell'ю, русскимъ Поморцеву и Кованько. Записаны также на страницахъ исторіи имени мучениковъ науки, пострадавшихъ во время поднітія 15 апрѣля 1875 года, а также предпріимчиваго Andréе, погибшаго, со своими спутниками, въ снѣгахъ и льдахъ полярныхъ странъ ¹⁾).

Въ послѣдніе годы основаны спеціальныя аэродинамическія обсерваторіи для изученія болѣе высокихъ слоевъ атмосферы. Инициатива въ этомъ дѣлѣ принадлежитъ французу Teisserenc de Bort'у, устроившему подобное спеціальное учрежденіе въ Тарревъ въ 29 километрахъ къ юго-западу отъ Парижа.

Результаты многочисленныхъ поднітій тщательно разрабатываются и издаются. Обзоры изслѣдованій Teisserenc de Bort'a, по большей части, печатаются въ парижскихъ «Comptes Rendus de l'académie des sciences». Въ 1900 году, обнародованъ колоссальный трудъ, заключающій въ себѣ разработку всѣхъ наблюденій и изслѣдованій германскаго воздухоплавательнаго фрейна ²⁾. Въ 1906 году вышелъ первый томъ трудовъ аэронав-

¹⁾ Отнѣтитъ болѣе значительныя поднітія :

- a) академикъ Захаровъ 30 іюня 1804 года изъ Петербурга ;
- b) Biot et Gay-Lussac въ 1804 году изъ Парижа (7016 м.);
- c) Barral et Bixio 26 іюня 1850 года (7039 м.);
- d) Welsh—10 ноября 1852 года (6987 м.);
- e) многочисленныя поднітія Glaisher'a между 1862 и 1864 годами; наибольшая высота достигнута 5 сентября 1862 года (8838 м.);
- f) многочисленныя поднітія Tissandier въ семидесятыхъ годахъ прошлаго столѣтія; фатальное значеніе для спутниковъ Tissandier (Crocé-Spinel et Nivel) имѣло поднітіе 15 апрѣля 1875 года до высоты 8600 м. Далѣе слѣдуютъ поднітія Bergson'a, Baschin'a и другихъ.

²⁾ R. Assmann und A. Bergson. Wissenschaftliche Luftfahrten. 3 Quartbände. Braunschweig. 1900.

тической обсерваторіи, организованной близъ Линденберга въ Пруссіи ¹⁾. Въ томъ же году напечатанъ отчетъ объ устройствѣ и дѣятельности аэродинамическаго института, устроеннаго въ Россіи (въ Кучино) на частныя средства г. Рябушинскаго ²⁾. Три года тому назадъ возникло особое строго-научное изданіе, посвященное теоретической разработкѣ вопросовъ, касающихся физики свободной атмосферы ³⁾.

Въ девяностыхъ годахъ истекшаго столѣтія, главнымъ образомъ по иниціативѣ Rotch'a, директора обсерваторіи на Blue Hill въ Америкѣ, стали примѣнять змѣи для изученія болѣе низкихъ слоевъ атмосферы. Наибольшая высота, до которой удалось поднять змѣй съ самопущимися приборами, равна 6430 метровъ ⁴⁾. Въ настоящее время змѣйковыя станціи получили весьма широкое распространеніе и дали уже весьма важные научные результаты ⁵⁾.

Человѣку удалось до настоящаго времени подняться до высоты 10100 метровъ. Чтобы получить вѣсти изъ болѣе высокихъ слоевъ оставалось еще одно средство: пускать свободные шары (ballons sondes), безъ наблюдателей, но снабженные само-

¹⁾ Ergebnisse der Arbeiten des Königlich-Preussischen Aeronautischen Observatoriums bei Lindenberg im Jahre 1905. I Band. Herausg. von R. Assmann. Braunschweig. 1906.

²⁾ Bulletin de l'institut aérodynamique de Koutchino. Fascicule I. St.-Petersbourg. 1906.

³⁾ Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre. Много интересныхъ данныхъ можно найти также въ журналѣ «Illustrierte Aeronautische Mitteilungen».

⁴⁾ Изъ аэроавтической обсерваторіи въ Lindenberg'a 25 ноября 1905 года. На этой высотѣ отмѣчена температура $-25^{\circ}.0$ и скорость вѣтра 25 метровъ въ секунду; на поверхности земли въ то же время термометръ показывалъ $5^{\circ}.0$, а скорость вѣтра была 8 метровъ въ секунду (см. Ergebnisse, S. 63).

⁵⁾ Техника змѣевыхъ станцій см.:

a) статья Köppen'a въ «Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie» 1906. Heft II und III;

b) статья Кузнецова въ «Ежемесячномъ метеорологическомъ бюллетенѣ Главной Физической обсерваторіи». 1897, № 4;

c) книга Lescornu. Les cerfs volants. Paris.

d) Moebebeck. Taschenbuch für Flugtechniker und Luftschiffer. 1904.

пишущими приборами. При посредствѣ такихъ шаровъ достигнута, въ 1905 году, высота около 22150 метровъ ¹⁾).

Въ настоящей главѣ мы остановимся на результатахъ, относящихся, преимущественно, къ температурнымъ условіямъ болѣе высокихъ слоевъ атмосферы.

Наблюденія горныхъ станцій. Намъ уже извѣстно, что теплота, полученная земной поверхностью, передается, путемъ теплопроводности, медленно и постепенно, отъ слоя къ слою вверхъ. Съ другой стороны, въ атмосферѣ существуютъ конвективные токи: нагрѣтыя частицы поднимаются вверхъ, а взамѣнъ ихъ опускаются верхнія, болѣе холодныя, массы. Но мы видѣли также, что, при поднятіи нагрѣтыхъ массъ, происходитъ ихъ *динамическое* охлажденіе. Такимъ образомъ, въ общемъ, температура по мѣрѣ поднятія надъ земной поверхностью должна постепенно убывать.

Измѣненіе температуры съ высотой въ *горныхъ* мѣстностяхъ происходитъ по довольно сложному закону и значительно отличается отъ измѣненій ея въ *свободной* атмосферѣ. Въ горныхъ странахъ и даже на отдѣльной горной вершинѣ температура обуславливается тепловымъ дѣйствіемъ почвы горныхъ склоновъ и самой вершины. Въ свободной же атмосферѣ устраняется дѣйствіе, если можно такъ выразиться, подстилки.

Разсмотримъ, прежде всего, каковы должны быть тепловыя условія надъ обширной площадью, поднятой до высоты 1000 и болѣе метровъ. Солнечная радіація дѣйствуетъ интенсивнѣе; съ другой стороны, усиливается также значительно лучейспусканіе, такъ какъ надъ головой наблюдателя остается болѣе тонкій слой атмосферы, менѣе богатый парами; лучейспусканіе дѣйствуетъ днемъ и ночью; въ результатъ—уменьшеніе тепла, аккумулярованнаго атмосферой и большая разница между температурой дня и ночи.

Представимъ себѣ дажѣ, что, вмѣсто обширной горной поверхности, мы имѣемъ дѣло съ горной вершиной, круто поднимающейся вверхъ до той же высоты. Очевидно, что убываніе тепла къ вершинѣ должно быть больше, чѣмъ въ предыдущемъ

¹⁾ Ergebnisse der Arbeiten d. Aeronautischen Observatoriums bc Lindenberg im Jahre 1905. S. 101.

случаѣ, ибо главный источникъ тепла—нагрѣтая почва—сведенъ къ минимуму (вершина). Правда, что въ дневные часы нагрѣваются сильно склоны горы, и нагрѣтый воздухъ поднимается вверхъ къ вершинѣ; но, во-первыхъ, онъ испытываетъ динамическое охлажденіе, а во-вторыхъ, сильными вѣтрами постоянно уносится въ сторону свободной атмосферы. На томъ же основаніи, слой *свободной* атмосферы, лежащей на той же высотѣ, долженъ имѣть еще меньшій запасъ тепла. Многочисленные наблюденія горныхъ станцій показали, что вообще температура убываетъ въ среднемъ на 0.58 на каждые 100 метровъ поднятія:

мѣсто наблюденія	паденіе темп. на 100 м.	мѣсто наблюденія	паденіе темп. на 100 м.
Ява	0°.60	Анды Колумбіи . . .	0°.51
Цейлонъ . . .	0.62	» Эквадора . . .	0.54
Ю. Индія . . .	0.60	Зап. Альпы	0.58
Абиссинія . . .	0.58	Гарцъ	0.58.
Камерумъ . . .	0.59		

Условія мѣстности вносятъ различныя модификаціи. Въ измѣненіяхъ температуры съ высотой существуютъ суточные и годовые періоды. Ночью, почва охлаждается и болѣе холодныя массы воздуха стекаютъ внизъ, въ долины; вслѣдствіе этого происходятъ болѣе медленное паденіе температуры съ высотой въ ночные часы, какъ это видно изъ слѣдующей таблицы¹⁾, показывающей уменьшеніе температуры на каждые 100 метровъ между Kolm-Saigur (1600 м.) и вершиной Sonnblick'a (3106 м.):

	полночь	2	4	6	8	10	полдень	2	4	6	8	10	среди.
зима	0°.50	0.49	0.49	0.49	0.50	0.60	0.66	0.59	0.54	0.52	0.51	0.50	0.53
лѣто	0.64	0.62	0.60	0.69	0.81	0.87	0.89	0.88	0.82	0.73	0.68	0.65	0.74
годъ	0.56	0.55	0.54	0.57	0.65	0.74	0.79	0.75	0.68	0.61	0.58	0.57	0.60.

Паденіе температуры съ высотой испытываетъ также *сезонной* ходъ. Въ тропическомъ поясѣ этотъ ходъ обуславливается сѣнной сухого и влажнаго или дождливаго времени года. Въ среднихъ и высшихъ широтахъ температура падаетъ быстрѣе лѣтомъ и медленнѣе зимою. Наиболѣе быстрое паденіе наблюдается раннимъ лѣтомъ. Въ это время года, на горахъ снѣгъ

¹⁾ Hann. Lehrbuch der Meteorologie 1905. S. 102.

таетъ или только что растаялъ, что препятствуетъ еще нагрѣванію; между тѣмъ внизу, поверхность почвы, давно уже свободная отъ снѣга, можетъ сильно нагрѣваться. Воздушныя поднятія показали, что и въ свободной атмосферѣ наиболее быстрое паденіе также происходитъ весной. Приведемъ наблюденія горныхъ станцій:

		макс.	мин.	годъ
Sonnblick . . .	3106 м.	0°.75 (іюнь)	0.55 (декабрь)	0.65
Ben-Nevis . . .	1243 »	0.76 (апрѣль)	0.59 (январь)	0.67
Pikes Peak . . .	4308 »	0.74 (май)	0.58 (декабрь)	0.64

Если сгруппировать болѣе полныя наблюденія горныхъ станцій, то получимъ слѣдующій *средній* годовою ходъ:

январь . . .	0°.30	іюль . . .	0°.70
февраль . . .	0.53	августъ . . .	0.66
мартъ . . .	0.67	сентябрь . . .	0.57
апрѣль . . .	0.62	октябрь . . .	0.54
май . . .	0.71	ноябрь . . .	0.52
іюнь . . .	0.75	декабрь . . .	0.30
годъ . . .	0°.58.		

Вообще, до высоты горныхъ станцій, можно принять, безъ значительной погрѣшности, что температура, въ *среднемъ*, убываетъ по слѣдующему простому закону:

$$t_h = t_0 - ah,$$

гдѣ t_0 —температура на земной поверхности,

» t_h — » » » высоту h ,

» a —постоянный коэффициентъ, вычисленный изъ наблюденій.

Раньше мы видѣли также, что ночью и зимою пониженіе температуры съ высотой можетъ перейти въ повышеніе. Вообще, распределеніе температуры на склонахъ, вершинахъ, въ долинахъ и горныхъ странахъ весьма сложно и представляетъ много кажущихся аномалій, которыя легко объяснить въ каждомъ данномъ случаѣ, если принять во вниманіе орографическія условія мѣстности. Напримѣръ, возможно, что средняя темпе-

ратура должнъ, въ зимніе мѣсяцы, можетъ быть ниже, чѣмъ мѣсть, лежащихъ выше. Обращеніе температуры съ высотой можно считать нормальнымъ явленіемъ во всѣхъ горныхъ странахъ болѣе высокихъ шпротъ въ теченіе зимнихъ мѣсяцевъ (декабрь и ноябрь). Особенно большое распространеніе оно должно имѣть на сѣверо-востокъ Азіи, въ области наиболѣе низкихъ зимнихъ температуръ, какъ это указалъ Воейковъ. Слишкомъ низкія температуры въ этой области слѣдуетъ именно приписать скопленію холоднаго воздуха у поверхности земли въ зимніе мѣсяцы. Эти низкія температуры усиливаются здѣсь чисто орографическими условіями. Повышеніе температуры съ высотой можетъ совершаться иногда въ весьма широкихъ предѣлахъ. Такъ, въ декабрь 1879 года, когда надъ всей западной Европой распространилось высокое давленіе при весьма низкой температурѣ, термометръ на Пюй-де-Домъ (1446 м.) показывалъ выше, чѣмъ въ Клермонъ-Ферранъ (365 м.):

17 декабря на	17°0
21 » » » » » »	20.0
22 » » » » » »	21.0
26 » » » » » »	20.2.

Подобное обращеніе температуры съ высотой можно констатировать и въ свободной атмосферѣ до весьма значительныхъ высотъ, какъ это видно изъ слѣдующихъ воздушныхъ поднятій:

Мюнхенъ. 2 іюня 1893 г. (ночью)		Страсбургъ. 7 іюля 1898 г. (ночью)		Вьна. 10 января 1901 г.	
Высоты (въ мет- рахъ)	Температуры	Высоты (въ мет- рахъ)	Температуры	Высоты (въ мет- рахъ)	Температуры
поверх- ность	14°.5	поверх- ность	15.7	поверх- ность	—11
100	16.7	100	17.5	670	— 6
200	18.2	200	17.9	1000	— 3
300	18.4	300	17.5	1300	— 2
400	17.6	400	17.0	1600	+ 2
500	16.6	500	16.5	1800	+0.8
600	15.7	600	16.1	2000	0
700	14.7	700	15.6	2740	— 5

Результаты воздушныхъ поднятій. Еще интереснѣе вопросъ объ измѣненіяхъ температуры въ свободной атмосферѣ до наибольшихъ, доступныхъ наблюденію, высотъ. Эти числа добыты многочисленными, въ послѣднее время, поднятіями шаровъ съ наблюдателями и шаровъ зондовъ. Результаты, полученные въ настоящее время, совершенно измѣнили наши прежніе взгляды на температурныя условія болѣе высокихъ слоевъ атмосферы. Оказалось, что въ высокихъ ярусахъ атмосферы, температура гораздо ниже, а законъ ея измѣненія совершенно иной, чѣмъ это слѣдовало изъ наблюденій Glaisher'a. Обнаружилось далѣе, что на большихъ высотахъ, колебанія температуры, отъ одного дня къ другому, иногда достигаютъ 15° и болѣе градусовъ. Найдено, наконецъ, что на высотѣ 8—11 километровъ имѣется инверсія: паденіе температуры останавливается (изотермическій слой) или даже переходитъ въ повышеніе. Результаты, полученные отдѣльными наблюдателями, весьма согласны между собою, такъ что теперь мы имѣемъ очень полное представленіе, какъ о среднемъ распредѣленіи тепла по вертикальному направленію, такъ и объ отдѣльныхъ его особенностяхъ. Приведемъ, прежде всего, среднее распредѣленіе тепла на различныхъ высотахъ надъ средней Европой:

километры	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
температуры	5°.0	0.5	-4.0	-9.2	-15.4	-22.0	-29.0	-36.2	-43.2	-49.2
паденіе температуры на 100 м.	0°.	0.45	0.45	0.52	0.62	0.66	0.70	0.72	0.72	0.60.

Какъ видно, температура въ болѣе низкихъ слояхъ (до 4 километровъ) падаетъ медленно. Главная причина этого замедленія заключается въ томъ, что въ нижнихъ слояхъ возможно, какъ мы видѣли, обращеніе (инверсія) температуры не только зимою, но и лѣтомъ (въ ночные часы). Кроме того, слой, лежащій на высотѣ 2—3 километровъ, совпадаетъ съ ярусомъ наиболѣе обильнаго образованія облаковъ; въ этомъ слое выдѣляющееся, при образованіи облаковъ, скрытое тепло вѣсколько компенсируетъ паденіе температуры.

Вліяніе временъ года на паденіе температуры можно видѣть изъ слѣдующихъ чиселъ:

А) Teisserenc de Bort въ Парижъ :

высота въ километрахъ	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8—9	9—10
зима. . .	0.33	0.45	0.54	0.62	0.66	0.72	0.72	0.66	0.55
лѣто. . .	0.50	0.51	0.51	0.59	0.60	0.70	0.76	0.80	0.73

В) Прусская аэронавтическая обсерваторія :

высота въ километрахъ	0—0.5	0.5—1	1—1.5	1.5—2	2—2.5	2.5—3	3—3.5
зима. . . .	0.24	0.27	0.30	0.39	0.46	0.56	0.54
лѣто. . . .	1.09	0.69	0.65	0.63	0.54	0.53	0.59

Если черезъ точки атмосферы, имѣющія одинаковыя температуры, проведемъ непрерывную поверхность, то получимъ, такъ называемую, *изотермическую* поверхность. Поверхности эти можемъ провести черезъ каждые 2—3 или болѣе градуса. Изотермическія поверхности атмосферы постоянно перемѣщаются, то приближаясь къ земной поверхности, то опять удаляясь отъ нея. Въ зимніе мѣсяцы, вся система изотермическихъ поверхностей лежитъ, въ среднемъ, ниже, чѣмъ въ лѣтніе. Въ слѣдующей таблицѣ показана средняя высота различныхъ изотермъ въ Парижѣ по Teisserenc de Bort'у :

	въ февралѣ	въ августѣ
0°	0.3 килом.	3.4 килом.
—20	4.8 „	7.0 „
—40	7.8 „	9.5 „
—50	9.0 „	11.0 „

Затуханіе *водныхъ* колебаній происходитъ, очевидно, выше 11 километровъ. *Суточные* же колебанія прекращаются въ свободной атмосферѣ, по всей вѣроятности, на высотѣ 1—1.5 километра.

Среднее паденіе температуры съ высотой (средній вертикальный градиентъ) согласно съ теоретическими выводами Бецольда. Въ самыхъ нижнихъ слояхъ атмосферы, законъ паденія температуры замаскированъ мѣстными вліяніями и частыми инверсіями. Въ слое наиболѣе обильнаго образованія облаковъ, паденіе это замедляется выдѣляющимся скрытымъ тепломъ. Въ болѣе высокихъ слояхъ, уменьшеніе температуры съ высотой идетъ опять быстрее, приближаясь къ адиабатическому измѣне-

нію сухого воздуха. Въ исключительныхъ случаяхъ, подобное, можно сказать, теоретическое паденіе можно наблюдать непосредственно, какъ напримѣръ, 4 декабря 1894 года (поднятіе Bergson'a):

отъ 1450 до 4250 . . .	0°.55	на 100 м.
» 4250 » 6050 . . .	0.81	» » »
» 6050 » 8050 . . .	0.63	» » »
» 8050 » 9050 . . .	0.91	» » »

Если мы будемъ разсматривать изотермическія поверхности отдѣльно по ярусамъ, то прійдемъ къ слѣдующимъ выводамъ. Въ *среднемъ* ярусѣ (отъ 3 до 8 килом.) изотермы идутъ довольно правильно и перемѣщенія ихъ, отъ одного дня къ другому, совершаются въ довольно тѣсныхъ предѣлахъ. Но изотермы въ этомъ ярусѣ никогда не образуютъ замкнутыхъ контуровъ, указывающихъ на существованіе замкнутыхъ холодныхъ или теплыхъ массъ. Въ *нижнихъ* слояхъ (до 2—3 километровъ), напротивъ того, изотермы образуютъ многочисленныя изгибы и часто замкнутыя контуры обращеній температуры. Въ *верхнихъ* слояхъ видны опять многочисленныя неправильности въ распределеніи температуръ.

Инверсія температуры въ болѣе высокихъ слояхъ атмосферы. Наблюденія Аззманп'а, а также Teisserenc de Bort'a открыли новый интересный, пока не разъясненный, фактъ: на высотѣ 8—11 километровъ обнаруживается слой однообразной температуры (*изотермическій*), а далѣе замѣтно даже повышеніе ея (инверсія).

Въ изотермической зонѣ наблюдаютъ полное прекращеніе пониженія температуры съ высотой, которое иногда наступаетъ вдругъ. Но пріостановка эта начинается на различныхъ высотахъ; съ другой стороны, абсолютная величина температуры, отъ одного дня къ другому, измѣняется столь сильно, что система изотермъ многихъ, другъ за другомъ слѣдующихъ, дней представляетъ весьма сложную картину, совершенно отличную отъ распределенія температуръ средняго яруса. Къ удивленію нашему убѣждаемся, что, вдали отъ почвы, которая считается регуляторомъ тепловыхъ условій атмосферы, температура, на протяженіи нѣсколькихъ дней, можетъ испытывать измѣненія, равновеликія или даже большія, чѣмъ тѣ, которыя, въ то же время,

испытываютъ слой, лежащій у земной поверхности. Это явленіе перестаетъ быть загадкой, если допустимъ, что слой, въ которомъ температура съ высотой перестаетъ убывать, составляетъ границу той части атмосферы, въ которой происходитъ движеніе съ сильной вертикальной составляющей (циклоны и антициклоны). Но толщина этого слоя неодинакова, а отсюда, слѣдовательно, понятно, почему изотермы высокихъ слоевъ атмосферы претерпѣваютъ большія колебанія. Аяшманъ указываетъ, что начало изотермической зоны совпадаетъ съ нижней границей перыстыхъ облаковъ.

Новѣйшія наблюденія на станціяхъ Lindenberg и Uccle. Приведенныя выше числа представляютъ средніе результаты. Разсмотримъ теперь ближе различныя детали въ ходѣ вертикальнаго паденія температуры, основываясь на наблюденіяхъ, произведенныхъ на станціяхъ Lindenberg и Uccle (въ Бельгій) въ теченіе 1895—1897 годовъ. 11-го апрѣля 1905 года, шаръ-зондъ, выпущенный изъ Lindenberg'a, отмѣтилъ:

высота въ килом.	температура	высота въ килом.	температура
0.5	12°.4	6.0	—13°.4
1.0	10.6	7.0	—19.1
1.5	8.6	8.0	—24.5
2.0	6.7	9.0	—32.8
2.5	4.1	10.0	—40.9
3.0	1.8	11.0	—47.7
4.0	—3.1	12.0	—55.8
5.0	—8.1	13.0	—60.0.

Но далеко не всегда температура падаетъ такъ плавно и непрерывно; часто замѣчается обращеніе температуры и даже перемежаемость болѣе высокихъ и болѣе низкихъ температуръ. Другими словами, атмосфера имѣетъ какъ будто «пластинчатое» строеніе. Поднятіе зифель въ Blue Hill показало, что, до высоты трехъ километровъ, можно встрѣтить отъ двухъ до трехъ такихъ пластинокъ. Это чередованіе пластовъ замѣтилъ еще Глешеръ. Подобное чередованіе объясняется одновременнымъ существованіемъ на различныхъ высотахъ нѣсколькихъ теченій, обладающихъ различными метеорологическими особенностями.

Раньше было замѣчено, что, иногда, плавный ходъ паденія температуры нарушается, въ известномъ слѣдѣ, *быстрымъ* увеличеніемъ вертикальнаго градіента; такъ напримѣръ, Барраль и Бивсіо 27 іюля 1850 года наблюдали:

на высоту 6330 метровъ . . .	—10°.8
» » <u>7039</u> » . . .	<u>—39.7</u>
разность 709 » . . .	28.9,

что даетъ пониженіе 4°.1 на каждые 100 метровъ вертикальнаго поднятія.

Всѣ почти новѣйшія наблюденія обнаружили существованіе изотермической зоны, или вѣрнѣе, зоны, въ которой вертикальный температурный градіентъ мѣняетъ знакъ. Наблюденія въ Lindenberg'ъ дали слѣдующія числа для высоты и температуры на нижней границѣ инверсіи:

время поднятія	высота начала ин- версіи	температура на нижней ея границѣ
9 февраля 1905 г. . . .	9000 м.	—52°
2 марта » » . . .	11000 »	—56
4 апрѣля » » . . .	14300 »	—74
11 мая » » . . .	12200 »	—60
7 іюня » » . . .	13000 »	—58
3 августа » » . . .	10000 »	—71
29 » » » . . .	14000 »	—48
30 » » » . . .	9400 »	—57
31 » » » . . .	11000 »	—46
5 октябрия » » . . .	8500 »	—41
16 » I » » . . .	12000 »	—40
16 » II » » . . .	9000 »	—45
9 ноября » » . . .	10000 »	—50
14 » » » . . .	10000 »	—58

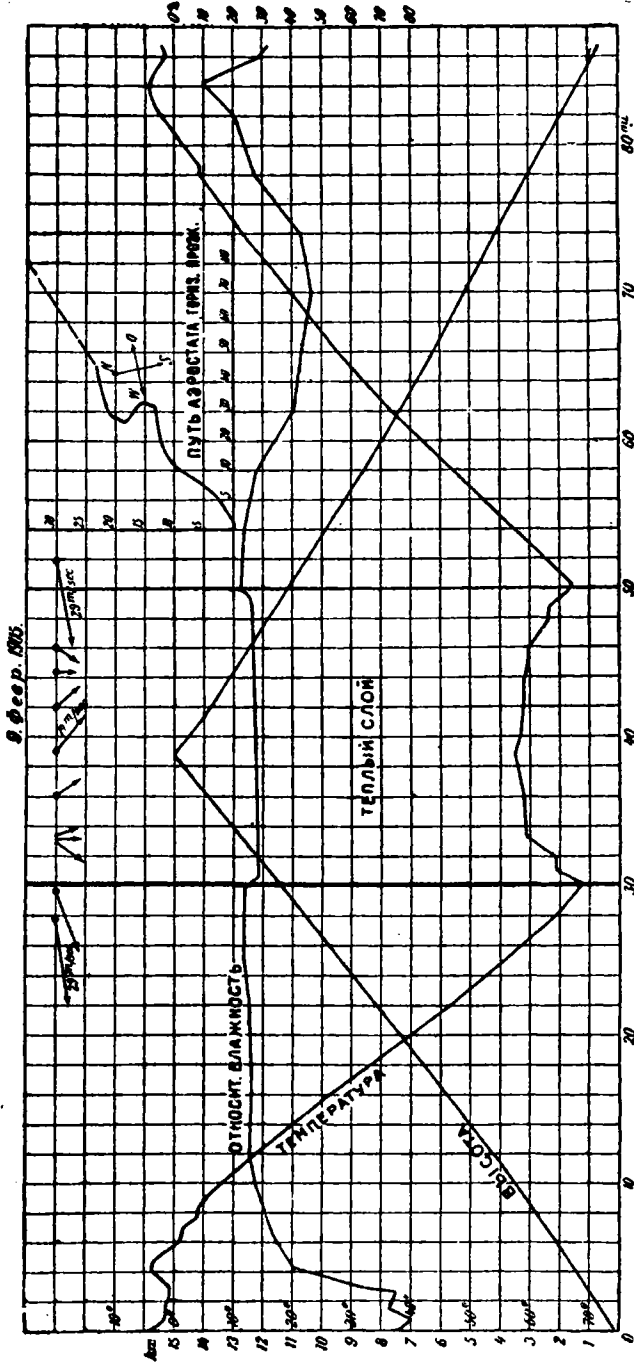
Близкія къ этому результаты получены на станціи Ussle :

время поднятія	начало инверсіи	температура
7 іюня 1906 г. . .	11460 м.	— 65°2
5 іюля » » . .	9829 »	— 57.2
2 августа » » . .	13764 »	— 62.5
8 ноября » » . .	10504 »	— 58.2
6 декабря » » . .	9168 »	— 50.6
14 января 1907 г. . .	12361 »	— 59.0
7 февраля » » . .	15346 »	— 62.2
7 марта » » . .	9695 »	— 56.2
11 апрѣля » » . .	8176 »	— 47.0

Изъ этихъ двухъ рядовъ наблюденій видно, что зона инверсіи начинается, среднимъ числомъ, на высотѣ около 11 километровъ. Въ отдѣльныхъ случаяхъ, она колебалась :

по наблюденіямъ станціи Lindenberg между 8500 и 14300 м.		
» » » Ussle » 8176 » 15346 ».		

На фиг. 189 графически представлены результаты наблюденій во время поднятія изъ Страсбурга 9 февраля 1905 года. На этомъ чертежѣ показана высота поднятія (до 15 километровъ), паденіе температуры, ходъ относительной влажности, направление и сила вѣтра на различныхъ высотахъ. Особенно наглядно выражена здѣсь инверсія. Она началась на высотѣ около 11,4 километра, при температурѣ около —68°. Въ наивысшей точкѣ поднятія (15 килом.) термометръ поднялся до —57°5. Относительная влажность въ зонѣ инверсіи упала до 28%. Замѣчательно, что, при вступленіи шара въ изотермическую область, какъ видно изъ чертежа, влажность рѣзко уменьшилась на нѣсколько процентовъ, а вѣтеръ измѣнилъ направление и скорость. Такимъ образомъ, теплый слой нарушилъ не только правильное теченіе температуры и влажности, но измѣнилъ характеръ воздушныхъ теченій; направление верхняго теченія отличалось отъ нижняго на 130°, а скорость изъ 30 метровъ перешла въ 14 метровъ въ секунду.



Фиг. 189.

На фиг. 190 графически представлены результаты четырех поднятий 1906 года со станции Uccle: 7 июня (кривая AA), 5 июля (кривая BB), 2 августа (кривая CC) и 4 октября (кривая DD). Все эти поднятия резко обнаружили инверсию на высотах от 10 до 14 километров. Кривые I, II, III и IV представляют ход относительной влажности для тех же поднятий, а кривые *aa* и *bb*—ход вертикального градиента температуры на различных высотах.

Интересно знать, какова величина температурного градиента в области инверсии. Из наблюдений на станции Uccle видно, что, в некоторых случаях, градиент этот равен нулю, т. е. шарь проходит пояс вполне однообразной температуры; в других случаях, онъ достигает $0^{\circ}.2$, $0^{\circ}.3$ и болѣе на 100 метровъ поднятия. Наибольшій градиентъ отмѣченъ 7 июня 1906 года:

на высотѣ 11460 метровъ температура . . .	$-65^{\circ}.2$
» » 11960 »	-61.6
разность 500 »	3.6,
что составляетъ $+0^{\circ}.72$ на 100 метровъ.	

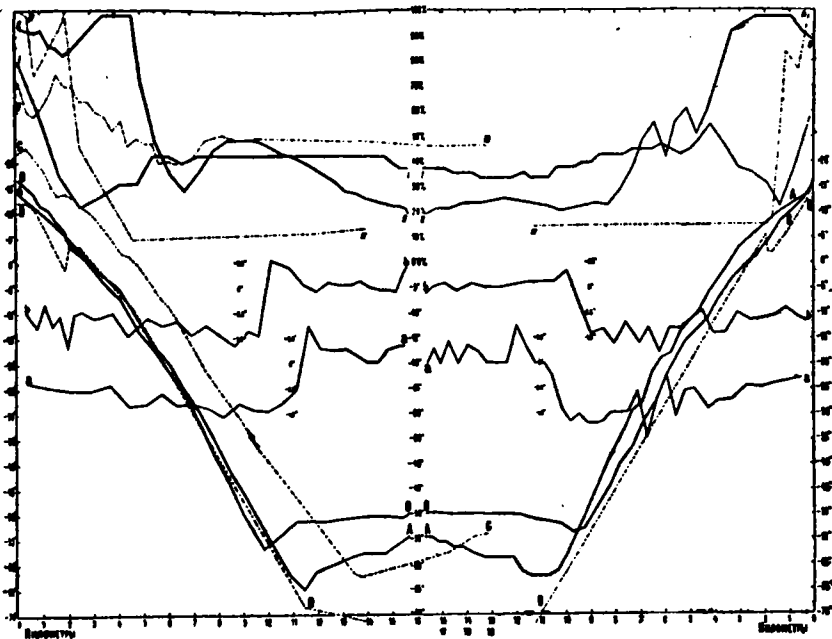
Другой случай 5 июля 1906 года:

на высотѣ 9829 м. температура . . .	$-57^{\circ}.2$
» » 10392 »	-54.2
разность 763 »	3.0,
что составляетъ $0^{\circ}.39$ на 100 метровъ.	

На фиг. 191 дана копія діаграммы Teisserenc de Bort'a ¹⁾. Діаграмма эта представляетъ высоту, на которой встрѣчаются, въ различные времена года, изотермы 0° , -25° , -40° и -50° . Внизу отмѣчены дни поднятий и соответствующія температуры на поверхности. На основаніи этой діаграммы, Teisserenc de Bort заключаетъ, что, до высоты 10 километровъ, обнаруживается *юдовой* ходъ въ измѣненіяхъ температуры: наиболѣе низкія температуры падаютъ на начало весны, наиболѣе высокія—на начало осени. Весьма вѣроятно, что подобнымъ распределеніемъ температуры объясняется неустойчивость погоды ранней весной. Въ это время, въ высокихъ слояхъ находится болѣе холодный,

¹⁾ Teisserenc de Bort. Sur la température et ses variations dans l'atmosphère libre. Comptes-Rendus de l'académie des sciences. Le 21 août 1899.

а слѣдовательно, болѣе плотный воздухъ, что влечетъ за собою неустойчивое равновѣсіе атмосферы и возможность рѣзкихъ переѣнъ погоды. Но изученіе *юдовыа* колебаній осложняется тѣмъ, что, въ болѣе высокихъ слояхъ атмосферы, происходятъ



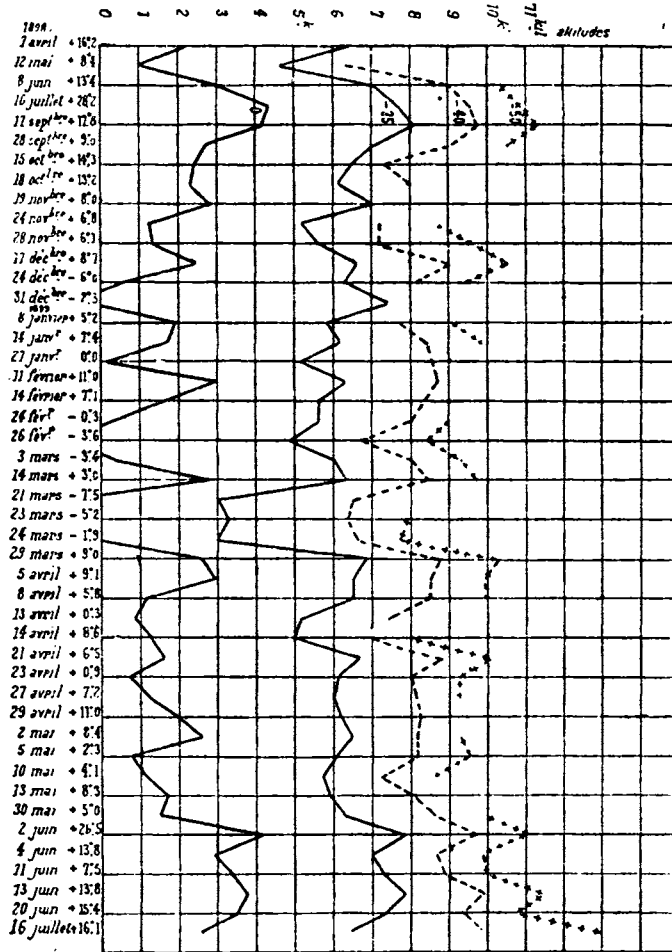
Фиг. 190.

огромныя измѣненія температуры на одномъ и томъ же уровнѣ при переходѣ отъ одного мѣсяца къ другому. Эти измѣненія можно видѣть изъ слѣдующей таблицы, напечатанной на стран. 610—611, въ которой приведены результаты 14 поднятій изъ Lindenberg'a въ 1905 году. Въ первомъ горизонтальномъ ряду даны числа и мѣсяцы поднятій (мѣсяцы, начиная съ января, отмѣчены римскими цифрами), а въ первомъ вертикальномъ — высоты въ километрахъ. Изъ этой таблицы видно, что, напримеръ, на высотѣ 10 километровъ температура колебалась отъ $-34^{\circ}.3$ (7 іюня) до $-70^{\circ}.8$ (3 августа). Даже на высотѣ 15 километровъ возможны еще колебанія отъ $-39^{\circ}.3$ (5 октября) до $-75^{\circ}.1$ (4 апрѣля). Но мало того. Наблюденія обнаружили, что, въ болѣе высокихъ слояхъ, возможны въ короткое время, при переходѣ отъ одного дня къ другому, такія колебанія тем-

	9/II	2/III	4/IV	11/V	7/VI	3, VIII	29/VIII
0.5	-0.5	0.0	0.8	12.4	14.2		10.6
1.0	-0.8	-1.7	-1.1	10.6	13.4	8.3	7.2
1.5	-2.0	-5.0	-3.1	8.6	11.2		4.2
2.0	-2.8	-7.7	-4.9	6.7	8.9	1.2	0.6
2.5	-3.7	-12.3	-7.2	4.1	6.7		-3.0
3.0	-6.4	-16.2	-6.3	1.8	3.5	-1.6	-4.2
4.0	-13.2	-21.3	-7.6	-3.1	-1.7	-11.4	-9.3
5.0	-19.3	-26.6	-13.5	-8.1	-5.6	-17.3	-12.6
6.0	-26.0	-35.5	-20.8	-13.4	-10.3	-24.4	-16.7
7.0	-33.6	-40.4	-29.5	-19.1	-14.3	-33.6	-21.4
8.0	-43.5	-45.7	-37.1	-24.5	-19.2	-45.1	-26.0
9.0	-52.5	-51.0	-43.3	-32.8	-26.8	-59.4	-30.8
9.5	-54.3						
10.0		-53.0	-49.0	-40.9	-34.3	-70.8	-36.7
11.0		-56.0	-56.3	-47.7	-42.2	-66.5	-40.8
11.5							
12.0		-56.1	-62.5	-55.8	-48.4	-61.2	-44.1
12.5							
13.0		-56.5	-67.0	-60.0	-56.0	-59.7	-46.3
13.5				-60.0		-57.8	
14.0		-56.3	-72.5		-58.2		-47.6
15.0		-56.1	-75.1		-57.9		-48.7
15.5			-76.0				
16.0		-56.1			-55.9		-49.4
16.5					-55.0		
17.0		-56.0					-50.0
18.0		-55.9					-50.0
18.5							
19.0		-55.8					-50.0
20.0		-55.8					-51.0
20.5							-52.0
21.0		-56.1					
21.5		-56.2					

30/viii	31/viii	5/x	16/x	16/x	9/xi	14/xi	7/xii
12.6	9.4	7.0	3.2	6.4	7.0	-1.8	
9.9	6.9	3.4	-0.4	2.9	6.4	-4.0	-5.2
6.9	5.2	-1.2	-2.6	-2.1	3.3	-5.8	
3.8	2.0	-6.2	-5.4	-5.0	-1.2	-7.8	-9.9
0.8	0.7	-8.0	-8.8	-7.8	-3.3	-9.5	
-2.4	-1.0	-10.6	-11.0	-10.6	-5.9	-13.8	-16.3
						-17.0	
-9.2	-5.1	-16.0	-17.6	-18.5	-11.5	-17.3	-22.0
							-25.6
-16.9	-10.4	-21.7	-22.4	-26.5	-17.9	-24.6	
-25.7	-15.4	-29.6	-27.1	-35.2	-24.4	-31.3	
-35.0	-19.8	-36.8	-30.8	-39.9	-32.3	-38.6	
-44.5	-27.2	-41.9	-34.9	-43.2	-40.3	-47.2	
-54.5	-34.9	-39.5	-36.4	-45.5	-48.2	-53.6	
-56.8							
-53.3	-42.8	-39.0	-36.6	-46.7	-50.0	-57.0	
-51.3	-46.1	-37.0	-37.5	-47.3	-48.9	-54.0	
						-52.0	
-50.8	-39.7	-37.5	-40.2	-47.8	-48.0	-52.8	
						-54.0	
-50.6	-38.7	-38.7	-40.3	-48.0	-48.0		
-51.4	-33.0	-39.7	-41.8	-48.2	-48.0		
-54.7		-39.3	-42.1		-48.0		
					-48.0		
-53.3		-40.7	-41.5				
		-42.4					
-52.4			-42.0				
			-43.6				
			-41.0				

пературы, которые совершенно не встречаются въ нижнихъ слояхъ земной атмосферы. Таковы колебанія, отмѣченныя въ Lindenberg'ъ 28—31 августа 1905 года ¹⁾). Температура на вы-



Фиг. 191.

сотѣ 10.2 километра отъ 28 до 30 августа измѣнилась отъ -20° до -57° , т. е. на 37° .

¹⁾ Kurt Wegener. Bericht über die während der Tage vom 28 bis 31 August 1905 am Aeronautischen Observatorium ausgeführten Aufstiege. Ergebnisse der Arbeiten des Aeron. Observatoriums bei Lindenberg. I Band. S. 116.

На фиг. 192 представлено распределение температуры 28—31 августа 1905 года на различных высотах по системѣ изоплетей. По горизонтальной линіи отложены равныя части, выражающія дни и часы; на вертикальной оси — высоты въ километрахъ; затѣмъ проведены кривыя равныхъ температуръ. Если будемъ идти по вертикальной прямой, соответствующей какому-нибудь дню, то получимъ температуры воздуха на различныхъ высотахъ; если же станемъ перемѣщаться по горизонтальной прямой, соответствующей какой-нибудь высотѣ, то найдемъ температуры, господствовавшія на этой высотѣ въ теченіе 28—31 августа. Изъ этой діаграммы видно, что въ указанные дни, надъ Lindenbergoмъ, на высотѣ 9 и 15 километровъ, существовали замкнутыя области низкихъ температуръ (-57° и 54°).

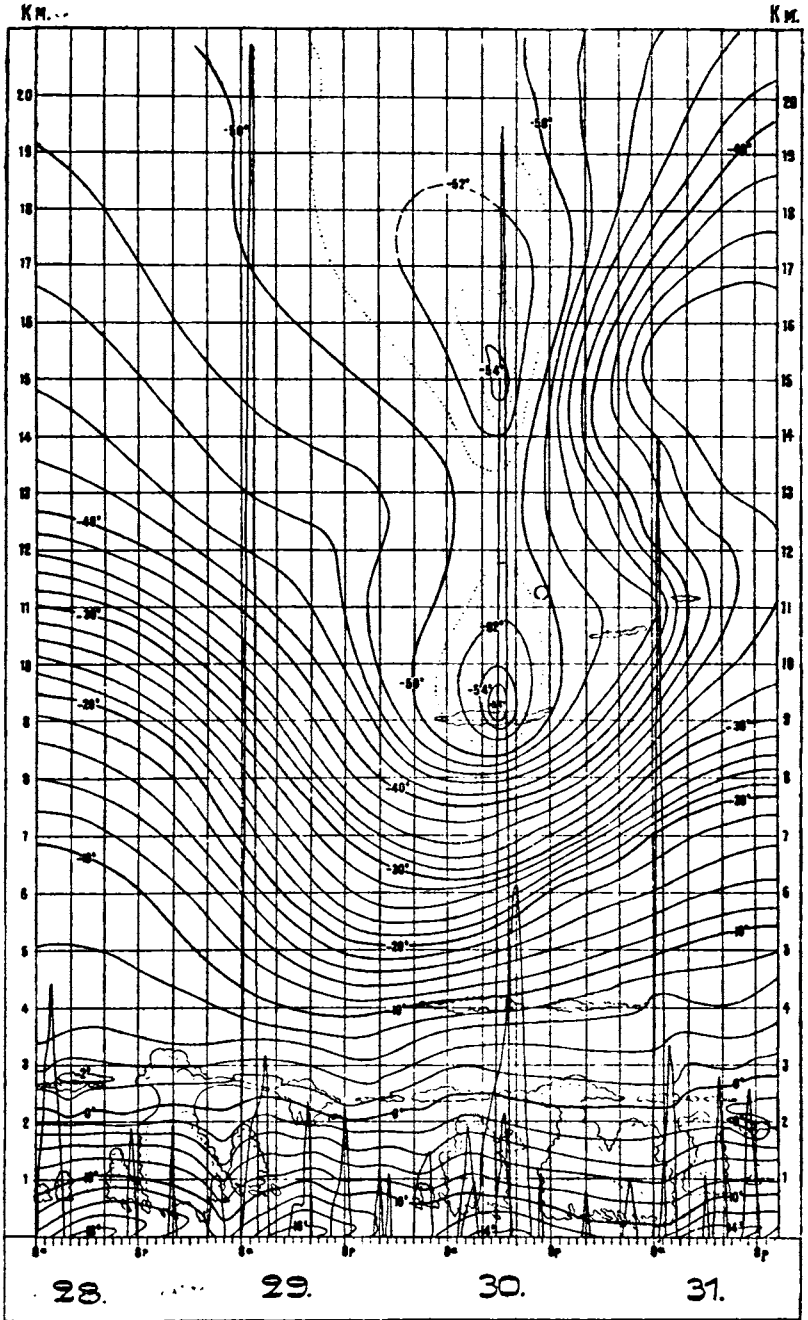
Мощность слоя инверсія остается пока неизвѣстной.

Столь же значительныя измѣненія температуры констатированы также во время воздушныхъ поднятій 2 и 4 апрѣля 1905 года изъ Берлина:

высота въ метрахъ	температуры		измѣненіе температуры
	2 апрѣля	4 апрѣля	
40	4°	6°	$+2^{\circ}$
500	3	3	0
1000	-3	-1	-2
1500	-7	-3	-4
2000	-12	-5	-7
2500	-14	-5	-9
3000	-17	-6	-11
3500	-21	-8	-13
4000	-25	-9	-16.

3 августа 1905 года резиновый шаръ, выпущенный изъ Страсбурга, достигъ огромной высоты 25800 метровъ. Минимумъ температуры ($-82^{\circ}.7$) отмѣченъ на высотѣ 14490 метровъ; далѣе началась инверсія и на высотѣ 25800 метровъ термометръ повысился до -40° , т. е. термометрическій градиентъ равнялся, среднимъ числомъ, $0^{\circ}.16$ на каждыя 100 метровъ вертикальнаго поднятія ¹⁾.

¹⁾ Fényi. Zur Erklärung der grossen Inversion. Meteorologische Zeitschrift. August 1907, S. 355.



Фиг. 192.

Наибольше низкія температуры въ высокихъ, доступныхъ наблюдению, слояхъ атмосферы. Различныя подъемы изъ Тгаррес'а дали $-69^{\circ}.0$, $-71^{\circ}.4$, $-72^{\circ}.9$ и $-73^{\circ}.8$ (последнее число на высотѣ 14300 м.). На станціи Uccle получено $-72^{\circ}.0$ (на высотѣ 11252 м.). Въ обсерваторіи Lindenberg отмѣчено $-73^{\circ}.0$ (3 августа 1905 г., на высотѣ 10200 м.) и $-76^{\circ}.0$ (4 апрѣля 1905 г. на высотѣ 15600 м.). Въ настоящее время найдены еще болѣе низкія числа. Rotsch въ St.-Louis получилъ 25 декабря 1905 года, на высотѣ 14800 метровъ, температуру $-85^{\circ}.6$. Въ Вѣнѣ отмѣчено въ 1905 году:

2 марта на высотѣ 9717 метровъ $-85^{\circ}.4$
 4 апрѣля > > 11010 > $-79.6^{\circ} 1)$.

Въ виду интереса, который представляютъ эти поднятія, приведемъ здѣсь самыя наблюденія:

высота	2 марта		4 апрѣля	
	темпера- тура	вертик. градиентъ	темпера- тура	вертик. градиентъ
190 м.	+ 2 ^o .2	—	3 ^o .0	—
500 >	— 1.5	—1 ^o .19	0.3	—0 ^o .87
1000 >	— 3.0	—0.30	— 4.0	—0.86
1500 >	— 5.0	—0.40	— 8.4	—0.88
2000 >	—10.3	—1.06	— 9.2	—0.16
2500 >	—13.7	—0.68	—10.8	—0.32
3000 >	—16.9	—0.64	—11.1	—0.06
4000 >	—24.8	—0.79	—15.4	—0.43
5000 >	—37.6	—1.28	—21.8	—0.64
6000 >	—52.2	—1.46	—30.2	—0.84
7000 >	—68.2	—1.60	—39.5	—0.93
8000 >	—78.7	—1.05	—48.9	—0.94
9000 >	—82.7	—0.40	—60.3	—1.14
9717 >	—85.4	—0.34	—	—
10000 >	—84.9	+0.19	—69.4	—0.91
10379 >	—84.2	+0.19	—	—
11000 >	—	—	—79.5	—1.01
11862 >	—	—	—79.6	—0.03.

1) Nimführ. Sehr tiefe Temperaturen in grossen Höhen der atmosphäre. Meteorologische Zeitschrift. 1905. Juli-Heft, S. 289.

Такимъ образомъ, инструментально измѣренныя температуры на земной поверхности колеблются отъ $+70^{\circ}$ (на днѣ буровой скважины въ Ragaschowitz'ѣ) и $-85^{\circ}.4$, т. е. въ предѣлахъ $155^{\circ}.4$.

Аналитическое выраженіе закона паденія температуры въ функціи высоты. Въ настоящее время предложено нѣсколько формулъ для выраженія закона паденія температуры съ высотой. Но, очевидно, что, вслѣдствіе сложности и замѣчивости явленій, не можетъ существовать формулы, выражающей *общій* законъ пониженія температуры съ высотой. Возможны формулы, выражающія отдѣльные ряды наблюденій и изъ этихъ рядовъ могутъ быть вычислены ихъ постоянные коэффициенты. Общая формула невозможна еще и потому, что въ отдѣльныхъ случаяхъ наблюдаются, какъ мы видѣли, значительныя аномаліи, замаскировывающія правильный ходъ явленія (обращеніе температуры, пластичность, необычайно быстрое паденіе температуры и т. под.). Тѣмъ не менѣе, такія формулы были предложены и перечень главнѣйшихъ изъ нихъ можно найти въ сочиненіи Bauernfeld'a, указанномъ выше на стран. 166. Формулы эти представляютъ огромный интересъ для астрономовъ при вычисленіи величины астрономической рефракціи. Теоретическія же соображенія о термодинамикѣ атмосферы, въ связи съ наблюденіями прусскаго аэродинамическаго общества, можно найти въ работахъ Бепольда, указанныхъ въ послѣднемъ параграфѣ настоящей главы.

Распределеніе давленія въ болѣе высокихъ слояхъ атмосферы. Въ главѣ II (стран. 140) приведена формула, дающая возможность вычислить давленіе на различныхъ высотахъ. По вычисленію Напп'а:

высота въ километрахъ	0	10	20	50	100
средняя температура.	10°	$-18^{\circ}.5$	-38°	-60°	-80°
давленіе въ мм. . .	760	199.4	42.2	0.32	0.0012

Сравнимъ эти числа, найденныя при нѣкоторыхъ среднихъ допущеніяхъ, съ результатами, полученными во время поднятій шаровъ-зондовъ изъ Lindenberg'a въ 1905 году:

	высота	давленіе	температура
2 марта . . .	10288 м.	180 мм.	—54°.0
4 апрѣля. . .	10012 »	200 »	—50.0
11 мая. . . .	10339 »	200 »	—43.5
7 іюня	10390 »	200 »	—37.6
3 августа . . .	10094 »	192 »	—71.5
29 »	10055 »	200 »	—37.0
30 »	10015 »	192 »	—53.0
31 »	10646 »	185 »	—48.0
5 октября . . .	10240 »	185 »	—39.3
16 »	10947 »	170 »	—37.5
9 ноября. . . .	10182 »	180 »	—50.6
14 »	10205 »	180 »	?
2 марта	19896 »	40 »	—55.8
» »	21733 »	30 »	—56.2
29 августа . . .	20780 »	40 »	—52.0
16 октября . . .	20265 »	40 »	—48.0
» »	21140 »	35 »	—46.0
» »	22150 »	30 »	?

На горныхъ станціяхъ среднія давленія слѣдующія:

	высота	январь	іюль
St.-Bernard . . .	2476 м.	561.2	568.5
Sonnblick	3106 »	516.4	525.4
Pikes Peak . . .	4308 »	444.3	459.2.

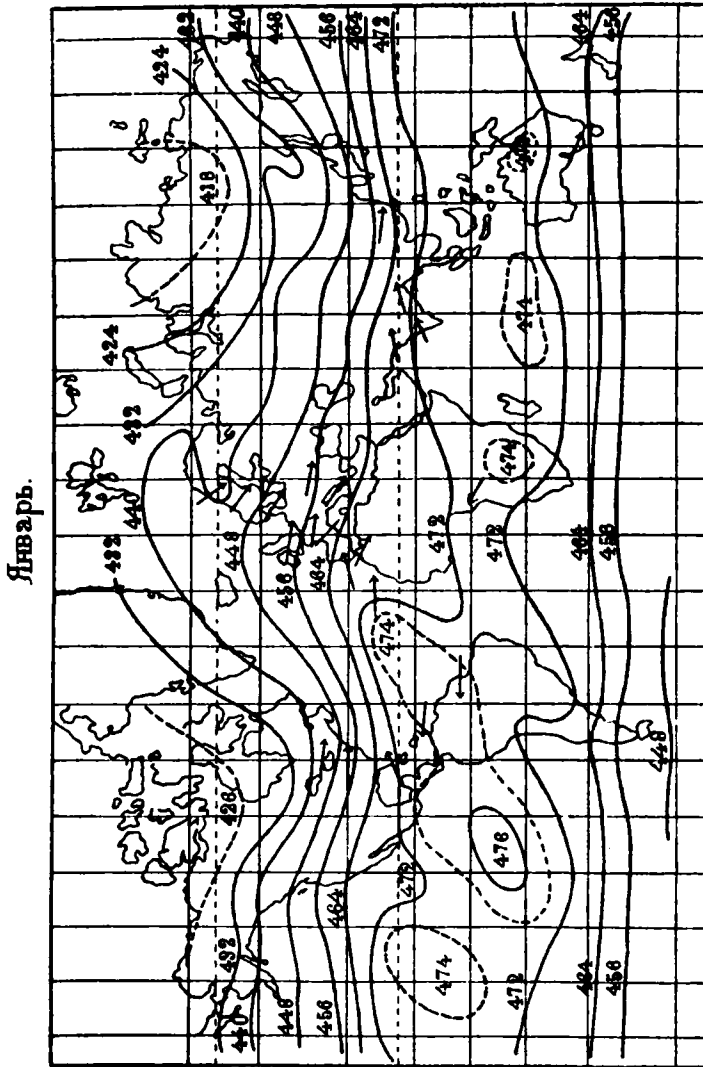
Whymper, на вершинѣ Chimborazo, наблюдалъ 4 января 1880 года — 356.4 мм., а 3-го іюля того же года — 358.1 мм. На Kamegum-Piek (4071 м.) въ мартѣ 1898 года отмѣчено 471.2 мм.

Давленія во время воздушныхъ поднятій съ наблюдателями изъ Lindenberg'a въ 1905 году:

9 февраля	7009 м.	312.0 мм.
11 мая	5761 »	371.2 »
6 іюля	3223 »	513.5 »
30 августа	6046 »	347.0 »
7 декабря	6416 »	335.8 »

По мѣрѣ поднятія надъ земной поверхностью давленіе не только уменьшается, но измѣняются также законы его распр-

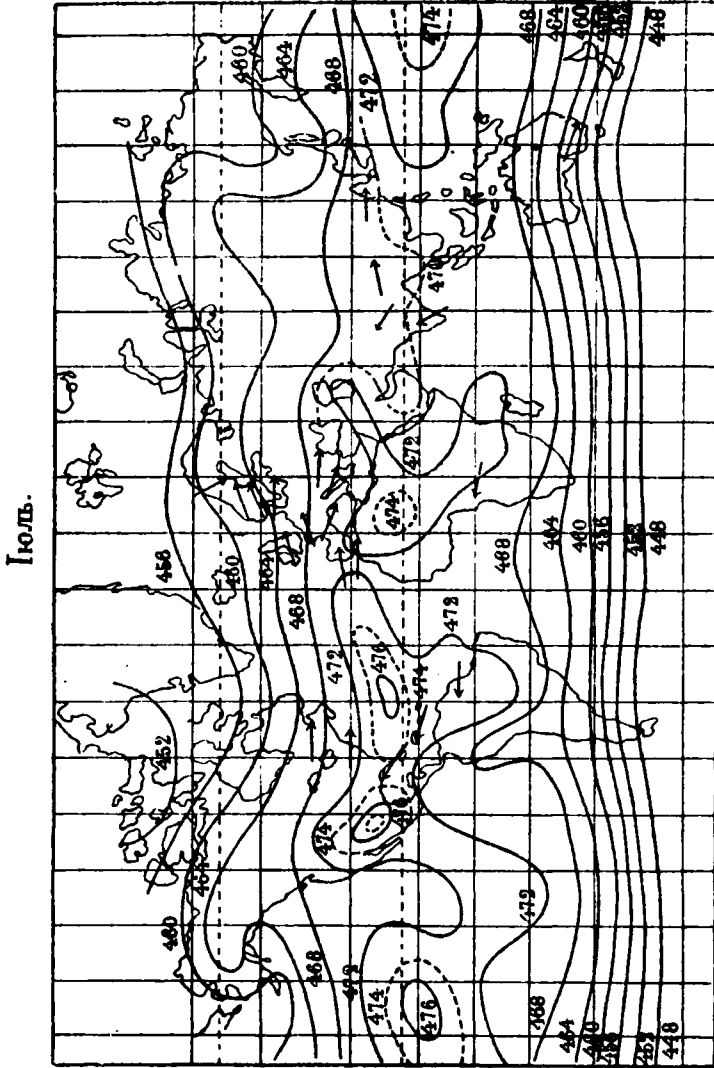
дѣленіи. Teisserenc de Bort составилъ карты распрежденія давленія на уровнѣ, лежащемъ на высотѣ 4000 метровъ (фиг. 193 и 194). Изъ этихъ картъ видно, что въ январѣ поясъ наиболѣе



Фиг. 193.

высокихъ давленій (472—474 мм.) расположенъ вдоль экватора. Къ сѣверу и къ югу давленіе убываетъ, хотя не вполне равно-

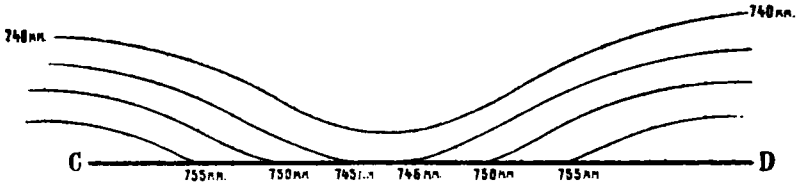
мѣрно. Наибольше низкое давленіе (418 мм.) находится надъ сѣ-
веромъ Азіи. Къ іюлю, вся эта система изобарь перемѣщается



Фиг. 194.

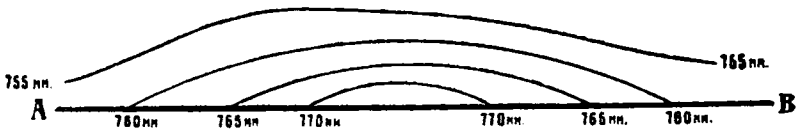
къ сѣверу. Въ общемъ, распределеніе давленія на высотѣ 4000
метровъ гораздо равномернѣе и проще, чѣмъ на земной поверх-
ности.

Если мысленно проведемъ въ атмосферѣ поверхности одинаковаго давленія (изобарическія поверхности) и прослѣдимъ ихъ теченіе, то замѣтимъ въ ихъ ходѣ крайнюю сложность и неправильность. Въ однихъ мѣстахъ эти поверхности, оставаясь параллельными между собою, могутъ имѣть нѣкоторый небольшой наклонъ къ земной поверхности; въ другихъ—онѣ образуютъ



Фиг. 195.

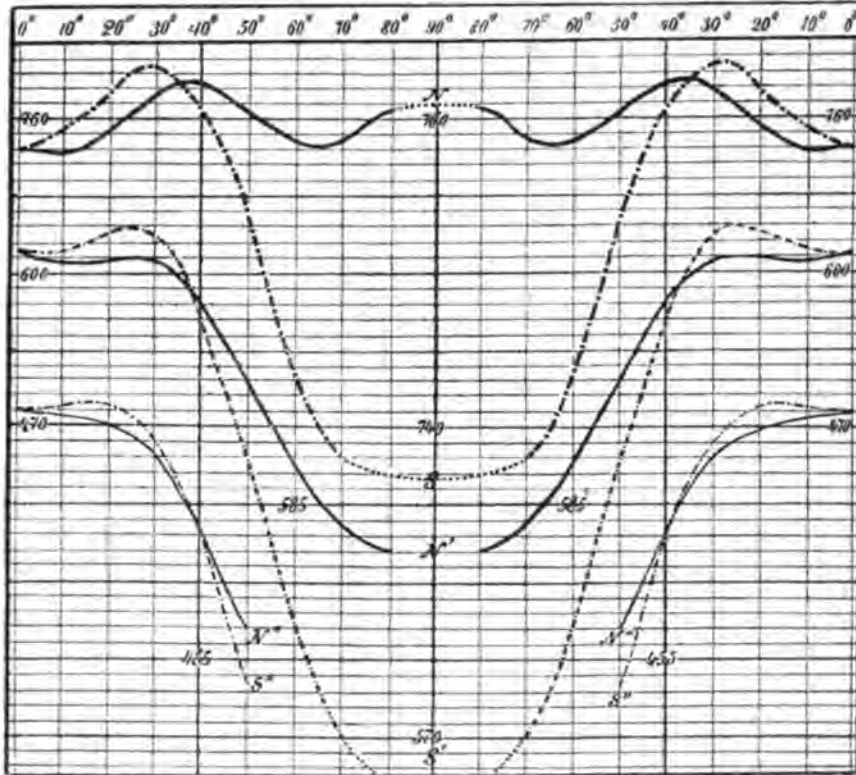
вогнутости, обращенныя къ земной поверхности (фиг. 195); въ третьихъ—изобарическія поверхности имѣютъ форму выпуклую къ верху (фиг. 196). Очевидно, что изобары, проведенныя на нашихъ картахъ, представляютъ слѣды, по которымъ изобарическія поверхности пересекаются съ поверхностью земли. Надъ замкнутой областью высокаго давленія, поверхности одинаковыхъ давленій представляютъ какъ бы своды, опирающіеся своими



Фиг. 196.

основаніями на земную поверхность (фиг. 196). Надъ областями низкихъ давленій, эти поверхности имѣютъ видъ воронокъ (фиг. 195). Надъ экваторіальной областью слабыхъ давленій, изобарныя поверхности можно уподобить боковымъ скатамъ долины. Изъ хода изобаръ на нашихъ картахъ можно заключить, что, въ самыхъ нижнихъ слояхъ атмосферы, изобарическія поверхности имѣютъ весьма сложный видъ: выпуклость въ одномъ мѣстѣ переходитъ въ вогнутость въ другомъ; разстоянія между поверхностями, проведенными черезъ одно и тоже число миллиметровъ, весьма различны. Но, по мѣрѣ поднятія надъ земной поверхностью, этотъ барическій рельефъ сглаживается. Можно

предполагать, что въ болѣе высокихъ слояхъ окончательно исчезаютъ мѣстные неправильности въ ходѣ изобарическихъ поверхностей и всѣ онѣ имѣютъ, согласно съ теоріей, наклонъ къ полюсу; наклонъ этотъ тѣмъ круче, чѣмъ ближе къ полюсамъ. Тѣ



Фиг. 197.

же результаты получимъ, если станемъ разсматривать среднія давленія по параллелямъ. Выше (стр. 511) даны числа, показывающія среднее давленіе на различныхъ параллеляхъ. Числа эти обнаружили, что вдоль экватора существуетъ поясъ слабого давленія. Къ полюсамъ давленіе возрастаетъ до нѣкотораго максимума (около 30° широты). Далѣе, давленіе убываетъ къ полюсамъ и только въ околополярной области сѣвернаго полушарія давленіе опять слегка возрастаетъ. На высотѣ 2000 метровъ,

оба тропическіе максимумы сглажены и сдвинуты къ экватору; околополярный минимумъ исчезъ и давленіе уменьшается въ обоихъ полюсахъ. На высотѣ 4000 метровъ максимумъ находится на экваторѣ и давленіе, на обоихъ полушаріяхъ, неуклонно падаетъ къ полюсамъ. На фиг. 197 графически представлено среднее распредѣленіе давленія. Въ верхнемъ горизонтальномъ ряду написаны числа $0^\circ, 10^\circ, \dots$, выражающія широты; кривыя N, N' и N'' представляютъ ходъ давленія въ сѣверномъ полушаріи у земной поверхности, на высотѣ 2000 и 4000 метровъ; кривыя S', S и S'' имѣютъ тѣ же значенія для южнаго полушарія.

Общіе выводы. Въ заключеніе представимъ, въ краткихъ чертахъ, общую характеристику земной атмосферы въ статической ея фазѣ.

Земная атмосфера простирается, въ метеорологическомъ смыслѣ, до высоты 300—400 километровъ. Составъ ея, по отношенію къ основнымъ газамъ, постояненъ до наибольшихъ высотъ, доступныхъ наблюденію. Водяные пары, играющіе огромную роль въ экономіи природы, сосредоточены, главнымъ образомъ, въ нижнихъ слояхъ, такъ что на высотѣ 6000 метровъ, абсолютная влажность выражается уже десятыми долями миллиметра. Пыль, плавающая въ воздухѣ, также образуетъ своего рода, пылевую атмосферу, простирающуюся до высоты 5000—6000 метровъ. Вся атмосфера, взятая въ ея цѣломъ, поглощаетъ извѣстную часть солнечной радіаціи, вслѣдствіе чего напряженіе солнечной янсоляціи тѣмъ интенсивнѣе, чѣмъ выше лежитъ мѣсто наблюденія. Атмосфера обнаруживаетъ избирательную поглощательную способность: болѣе длинныя волны поглощаются водяными парами и углекислотой. Лучъ свѣта несетъ намъ вѣсти о физическихъ явленіяхъ, совершающихся въ верхнихъ слояхъ нашей воздушной оболочки: загораніи метеоритовъ и полярныхъ сіяніихъ. По мѣрѣ поднятія надъ земной поверхностью, постепенно измѣняются ея физическія свойства: свѣто- и тепло-прозрачность увеличиваются, а плотность и температура постепенно уменьшаются. Неравноѣрное давленіе у земной поверхности съ высотой постепенно сглаживается и замѣняется болѣе равноѣрнымъ распредѣленіемъ; начиная съ извѣстной высоты, существуетъ высокое давленіе въ экваторіальной зонѣ, которое постепенно уменьшается къ полюсамъ.

Температура, вопреки существовавшимъ прежде возрѣніямъ, испытываетъ на высотѣ многихъ тысячъ метровъ еще весьма значительныя колебанія. Шары-зонды показали, что въ слояхъ, лежащихъ на высотѣ 9—11 километровъ, возможны еще измѣненія температуръ въ 10—15 и болѣе градусовъ на протяженіи двухъ-трехъ дней. На высотѣ отъ 8 до 14 километровъ, дальнѣйшее пониженіе температуры прекращается или даже переходитъ въ повышеніе. Мощность этого пояса инверсіи пока неизвѣстна. Въ наиболѣе высокихъ слояхъ, доступныхъ наблюденію, температура, по отбѣткамъ шаровъ-зондовъ, можетъ падать до -85° .

Литературныя указанія. Кромѣ приведенныхъ въ текстѣ работъ укажемъ еще слѣдующіе источники.

A) Наблюденія горныхъ станцій.

1) * Vallot. Annales de l'observatoire météorologique, physique et glaciaire du Mont Blanc. Paris. T. I—V.

2) * Jahresbericht des Sonnblick-Vereines. T. I—XIV. Въ этомъ журналѣ помѣщены разнообразныя наблюденія и изслѣдованія на Sonnblick'ѣ, начиная съ 1892 года.

3) * Résumé météorologique pour Genève et le Grand St.-Bernard съ 1901 года.

4) * Résumé des observations de la Commission météorologique du Puy-de-Dôme

5) * Hann. Beiträge zum täglichen Gange der meteorologischen Elemente in den höheren Luftschichten. Sitzungsb. der K. Ak. der Wiss. in Wien, Math.-nat. Classe; Bd. CIII, Abth. IIa. Jänner. 1894.

B) Воздушныя поднятія и ихъ разработка.

6) * A. Lawrence Rotsch. Blue Hill meteorological observatory.

7) * Hann. Ueber die Temperaturabnahme mit der Höhe bis zu 10 kilom. nach Ergebnissen der internationalen Ballonaufstiege. Wien. 1904.

8) * Brückmann. Ueber Temperaturinversion im sommerlichen Antizyklonen. Berlin. 1904.

9) * Фонъ-Бецольдъ. Теоретическій разборъ результатовъ научныхъ полетовъ германскаго общества поощренія воздухоплавания. Спб. 1902.

С) *Журналы.*

10) * Журналы: а) Zeitschrift für Luftschiffahrt und Physik der Atmosphäre, red. von Berson;

б) Veröffentlichungen der Internationalen Kommission für Wissenschaftliche Luftschiffahrt, herausg. von Prof. Hergesell. Strassburg;

в) Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre, herausg. von R. Assmann и Н. Hergesell (съ 1904 года).

Интересующимся гигиеническимъ значеніемъ горнаго климата можно рекомендовать книгу:

11) * N. Zuntz. Fr. Müller und W. Caspari. Höhenklima und Bergwanderungen in ihrer Wirkung auf den Menschen. Berlin. 1906.

Объ устройствѣмъ змѣевъ см.

12) * Lescornu. Les cerfs volants. Paris.

13) * Рядъ статей академика Рыкачева и г.г. физиковъ Грибоѣдова, Коростелева и Савинова въ «Ежемесячномъ Бюллетенѣ Главной Физической обсерваторіи» за послѣдніе 10 лѣтъ.

14) * Константиновская Обсерваторія. Изслѣдованіе атмосферы. Вып. II. Спб 1907.

15) * Көррен. Bericht über die Erforschung der freien Atmosphäre mit Hilfe von Drachen. «Aus dem Archiv der deutschen Seewarte. XXIV», Jahrgang 1901. Hamburg. 1902.

XIV.

Аномальныя отклоненія.

Абсолютныя аномальныя отклоненія. Среднія аномальныя отклоненія. Законы конденсаціи Дова. Метеорологическая инерція. Исследования Кёррен'а. Приведеніе къ многолѣтнимъ среднимъ. Литературныя указанія.

Абсолютныя аномальныя отклоненія. Многіе выводы, изложенные въ предшествующихъ главахъ, получены методомъ среднихъ чиселъ. Вникнемъ глубже въ сущность этого метода и дадимъ себѣ отчетъ въ томъ, какъ слѣдуетъ смотрѣть на среднія числа и на различныя ихъ комбинаціи. Наглядности ради, обратимся къ частному примѣру. На стран. 626 напечатаны среднія мѣсячныя и годовыя температуры, вычисленныя на основаніи 30-лѣтнихъ наблюденій (1866—1895) въ Одессѣ. Общая средняя температура года равна $10^{\circ}.1$. Но, рассматривая послѣдній вертикальный столбецъ, мы замѣчаемъ, что, *въ отдѣльные годы*, средняя температура значительно уклонялась отъ $10^{\circ}.1$. Только два года (1868 и 1879) имѣли среднюю годовую температуру, равную $10^{\circ}.1$. Въ остальные же годы, температура колебалась отъ $8^{\circ}.7$ до $11^{\circ}.3$, т. е. въ предѣлахъ $2^{\circ}.6$. Еще болѣе значительныя колебанія замѣчаемъ въ среднихъ январскихъ температурахъ (отъ $-10^{\circ}.1$ до $4^{\circ}.2$). Въ двухъ послѣднихъ строчкахъ той-же таблицы даны тѣ *крайнія* числа, въ предѣлахъ которыхъ колебались среднія мѣсячныя температуры въ Одессѣ за 30 лѣтъ; въ таблицѣ же, на стран. 627, приведены *величины* этихъ отклоненій для каждаго года отдѣльно. Изъ этихъ таблицъ видно, что среднія мѣсячныя температуры колебались въ Одессѣ, за 30 лѣтъ, въ слѣдующихъ предѣлахъ:

январь . . .	14 ^o .3	іюль	5 ^o .0
февраль . . .	11.4	августъ	6.1
мартъ	10.0	сентябрь	7.0
апрѣль	6.6	октябрь	9.0
май	8.1	ноябрь	10.2
іюнь	6.6	декабрь	14.8
годъ	2 ^o .6.		

I. Среднія вѣсячныя температуры воздуха въ гѣмъ по Цельсию (1866—1895).													
Мѣсяцы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Годъ
1866	-0.7	-1.0	5.1	8.9	13.8	21.6	22.9	20.2	18.7	7.0	3.6	-0.9	9.9
1867	2.7	1.5	-1.0	9.5	15.6	18.5	22.7	20.1	15.4	11.5	1.1	-0.5	9.8
1868	-3.3	-3.1	1.5	7.6	15.6	21.9	22.4	22.2	18.9	12.9	2.9	1.5	10.1
1869	-7.3	2.7	5.1	8.9	16.5	19.8	21.1	22.6	16.2	13.2	6.8	2.6	10.7
1870	-0.1	-8.0	0.8	7.2	17.1	19.1	22.4	20.3	14.4	9.6	9.8	-1.1	9.3
1871	-4.3	-5.5	1.0	8.3	14.1	19.6	23.8	22.9	15.8	7.8	7.1	-1.4	9.1
1872	0.1	-7.5	3.7	11.8	21.3	20.2	22.2	22.1	19.0	12.3	8.4	1.9	11.3
1873	1.5	-1.8	4.3	9.3	14.9	21.0	23.7	23.4	16.6	13.1	5.5	0.3	11.0
1874	-1.8	-2.1	0.3	10.0	13.2	21.0	22.7	23.4	18.5	12.4	4.3	5.8	10.6
1875	-2.8	-3.7	-4.0	5.9	15.8	25.0	23.6	21.4	14.2	10.4	5.4	-5.5	8.8
1876	-7.0	-1.0	6.0	11.0	14.6	22.0	23.1	22.5	18.2	9.2	0.6	-1.5	9.8
1877	-3.6	-2.1	3.1	8.7	15.7	21.2	21.1	23.0	15.8	9.0	5.6	0.1	9.8
1878	-3.7	-0.9	2.4	9.4	15.8	21.0	20.4	21.3	19.4	15.0	10.8	4.0	11.2
1879	-3.2	3.4	2.4	10.6	16.2	21.7	22.1	20.4	17.5	11.9	3.8	-5.1	10.1
1880	-7.9	-6.1	-0.8	8.5	14.2	20.5	23.6	21.1	16.1	11.9	5.9	1.3	9.0
1881	-4.8	-3.7	1.4	7.7	15.6	19.0	22.0	21.5	14.7	9.0	3.6	-1.5	8.7
1882	0.0	-1.0	6.0	9.4	16.3	19.4	25.4	21.7	18.3	9.2	6.9	-0.7	10.9
1883	-6.1	-5.7	-0.2	6.9	16.4	21.6	25.2	22.2	18.5	12.1	6.8	-1.1	9.7
1884	-2.9	1.2	1.7	7.5	15.8	19.6	23.1	19.5	15.3	11.0	3.0	3.6	9.9
1885	-4.8	-0.9	3.1	9.4	16.0	22.5	24.6	20.2	17.0	14.2	4.5	0.0	10.5
1886	1.5	-3.4	0.4	9.4	16.5	20.5	20.9	22.0	17.6	10.1	6.7	7.3	10.8
1887	-0.1	-3.5	3.1	8.4	18.1	18.4	22.7	21.9	19.8	11.1	7.7	3.3	10.9
1888	-6.4	-5.5	2.5	10.5	16.3	19.7	22.1	21.3	17.1	12.0	2.5	-3.6	9.0
1889	-7.7	-0.4	0.4	9.6	17.5	21.0	25.1	22.6	14.1	13.5	6.4	-4.7	9.8
1890	-1.8	-4.6	4.7	11.3	17.2	18.7	24.7	25.6	17.1	10.5	6.0	-7.5	10.2
1891	-5.4	-6.1	3.3	7.9	17.0	21.5	24.8	23.6	18.2	11.0	4.0	-0.2	10.0
1892	-4.0	0.9	1.7	9.5	17.7	23.2	22.7	23.9	21.1	13.8	2.5	-1.6	10.9
1893	-10.1	-2.5	2.4	5.2	14.2	19.5	22.5	22.0	16.5	12.6	6.5	-0.1	9.1
1894	-6.1	-0.2	3.5	9.3	14.9	18.5	24.3	22.8	15.2	12.3	2.9	-0.5	10.3
1895	4.2	-0.9	2.6	9.0	15.0	20.4	25.3	22.7	16.9	13.4	5.3	-2.9	10.9
среднее	-3.2	-2.4	2.2	8.9	16.0	20.6	23.1	22.0	17.1	11.4	5.2	-0.3	10.1
maximum	4.2	3.4	6.0	11.8	21.3	25.0	25.4	25.6	21.1	16.0	10.8	7.3	11.3
minimum	-10.1	-8.0	-4.0	5.2	13.2	18.4	20.4	19.5	14.1	7.0	0.6	-7.5	8.7

II. Отклонения средних месячных температуръ отъ общихъ среднихъ.

Месяцы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Годъ
1866	2.5	1.4	2.9	0.0	-2.2	1.0	-0.2	-1.8	1.6	-4.4	-1.6	-0.6	-0.2
1867	5.9	3.9	-3.2	0.6	-0.4	-2.1	-0.4	-1.9	-1.7	0.1	-4.1	-0.2	-0.3
1868	-0.1	-0.7	0.7	-1.3	-0.4	1.3	-0.7	0.2	1.8	1.5	-2.3	1.8	0.0
1869	-4.1	5.1	2.9	0.0	0.5	-0.8	-2.0	0.6	-0.9	1.8	1.6	2.9	0.6
1870	3.1	-5.6	-1.4	1.7	1.1	-1.5	-0.7	-1.7	-2.7	-1.8	4.6	-0.8	-0.8
1871	-1.1	-3.1	-1.2	-0.6	-1.9	-1.0	0.7	0.9	-1.3	-3.6	1.9	-1.1	-1.0
1872	3.3	-5.1	1.5	2.9	5.3	-0.4	-0.9	0.1	1.9	0.9	3.2	2.2	1.2
1873	4.7	0.6	2.1	0.4	-1.1	0.4	0.6	1.4	-0.5	1.7	0.3	0.6	0.9
1874	1.4	0.3	-1.9	1.1	-2.8	0.4	-0.4	1.4	1.4	1.0	-0.9	6.1	0.5
1875	0.4	-1.3	-6.2	-3.0	-0.2	4.4	0.5	-0.6	-2.9	-1.0	0.2	-5.2	-1.3
1876	-3.8	1.4	3.8	2.1	-1.4	1.4	0.0	0.5	1.1	-2.2	-4.6	-1.2	-0.3
1877	-0.4	0.3	0.9	-0.2	-0.3	0.6	-2.0	1.0	-1.3	-2.4	0.4	4.3	-0.3
1878	-0.5	1.5	0.2	0.5	-0.2	0.4	-2.7	-0.7	2.3	3.6	5.6	4.3	1.1
1879	0.0	5.8	0.2	1.7	0.2	1.1	-1.0	-1.6	0.4	0.5	-1.4	-4.8	0.0
1880	-4.7	-3.7	-3.0	-0.4	-1.8	-0.1	0.5	-0.9	-1.0	0.5	0.7	1.6	-1.1
1881	-1.6	-1.3	-0.8	-1.2	-0.4	-1.6	-1.1	-0.5	-2.4	-2.4	-1.6	-1.2	-1.4
1882	3.2	1.4	3.8	0.5	0.3	1.2	2.3	-0.3	1.2	-2.2	1.7	-0.4	0.8
1883	-2.9	-3.3	-2.4	-2.0	0.4	1.0	2.1	0.2	1.4	0.7	1.6	-0.8	-0.4
1884	0.3	3.6	-0.5	-1.4	-0.2	-1.0	0.0	-2.5	-1.8	-0.4	-2.2	3.9	-0.2
1885	-1.6	1.5	0.9	0.5	0.0	1.9	1.5	-1.8	-0.1	2.8	-0.7	0.3	0.4
1886	4.7	-1.0	-1.8	0.5	0.5	-0.1	-2.2	0.0	0.5	-1.3	1.5	7.6	0.7
1887	3.1	-1.1	0.9	-0.5	2.1	-2.2	-0.4	-0.1	2.7	-0.3	2.5	3.6	0.8
1888	-3.2	-3.1	0.3	1.6	0.3	-0.9	-1.0	-0.7	0.0	0.6	-2.7	-3.3	-1.1
1889	-4.5	2.0	-1.8	0.7	1.5	0.4	2.0	0.6	-3.0	2.1	1.2	-4.4	-0.3
1890	1.4	-2.2	2.5	2.4	1.2	-1.9	1.6	3.6	0.0	-0.9	0.8	-7.2	0.1
1891	-2.2	-3.7	1.1	-1.0	1.0	0.9	1.7	1.6	1.1	-0.4	-1.2	0.1	-0.1
1892	-0.8	3.3	-0.5	0.6	1.7	2.6	-0.4	1.9	4.0	2.4	-2.7	-1.3	0.8
1893	-6.9	-0.1	0.2	-3.7	-1.8	-1.1	-0.6	0.0	-0.6	1.2	1.3	0.2	-1.0
1894	-2.9	2.2	1.3	0.4	-1.1	-2.1	1.2	0.8	-1.9	0.9	-2.3	-0.2	0.2
1895	7.4	1.5	0.1	0.1	-1.0	-0.2	2.2	0.7	-0.2	2.0	0.1	-2.6	0.8

Числа эти показываютъ, что предѣлы колебаній мѣсячныхъ среднихъ гораздо больше, чѣмъ годовыхъ.

Еще болѣе значительные размахи совершаютъ, отъ одного года къ другому, *суточные* среднія.

Такимъ образомъ, среднія числа представляютъ собою нѣкоторыя *фиктивные* величины; но эти фиктивные величины, тѣмъ не менѣе, тѣсно связаны съ *дѣйствительнымъ* ходомъ явленій. Каждое среднее число можно рассматривать, какъ положеніе равновѣсія, около котораго дѣйствительное явленіе совершаетъ колебанія въ ту и другую сторону съ нѣкоторой переменной амплитудой.

Отклоненія дѣйствительныхъ величинъ явленія отъ общаго ихъ средняго будемъ называть *аномальными* отклоненіями. Очевидно, что, для характеристики климатическаго режима нѣкоторой мѣстности, недостаточно имѣть *среднія* числа; необходимо знать еще аномальныя отклоненія, т. е. предѣлы, въ которыхъ эти среднія совершаютъ свои колебанія. Можно, безъ значительной погрѣшности, допустить, что крайнія, положительныя и отрицательныя, отклоненія одинаково вѣроятны; при такомъ допущеніи, средняя январская температура въ Одессѣ ($-3^{\circ}.2$) совершаетъ, въ отдѣльные годы, свой размахъ въ предѣлахъ отъ $-3^{\circ}.2 - 7^{\circ}.1 = -10^{\circ}.3$ до $3^{\circ}.2 + 7^{\circ}.1 = 3^{\circ}.9$ (дѣйствительныя предѣлы въ теченіе 30 лѣтъ $-10^{\circ}.1$ и $4^{\circ}.2$). Отсюда ясно, что, для полноты климатической характеристики, необходимо, къ средней величинѣ, присоединять еще величину указанныхъ полукосебаній. На этомъ основаніи, среднія мѣсячныя температуры въ Одессѣ выразятся слѣдующими числами:

январь . . .	$-3^{\circ}.2 \pm 7^{\circ}.1$	іюль . . .	$23^{\circ}.1 \pm 2^{\circ}.5$
февраль . . .	-2.4 ± 5.7	августъ . . .	22.0 ± 3.0
мартъ . . .	2.2 ± 5.0	сентябрь . . .	17.1 ± 3.5
апрѣль . . .	8.9 ± 3.3	октябрь . . .	11.4 ± 4.5
май . . .	16.0 ± 4.0	ноябрь . . .	5.2 ± 5.1
іюнь . . .	20.6 ± 3.3	декабрь . . .	0.3 ± 7.4
	годъ		$10^{\circ}.1 \pm 1^{\circ}.3$.

Каждое изъ этихъ полукосебаній назовемъ *абсолютнымъ* аномальнымъ отклоненіемъ. Ясно, что для полученія болѣе точнаго абсолютнаго отклоненія необходимо имѣть возможно болѣе продолжительный рядъ наблюденій. Величина же абсолютнаго

аномального отклонения служить характеристикой большей или меньшей устойчивости климатического режима известной местности¹⁾.

Среднія аномальныя отклоненія. Рядомъ съ абсолютнымъ аномальнымъ отклоненіемъ вводятъ также понятие о *среднемъ* аномальномъ отклоненіи. Среднее аномальное отклоненіе получится, если мы вычислимъ отклоненія отдѣльныхъ годовыхъ температуръ отъ общаго средняго и найдемъ среднее полученныхъ разностей (независимо отъ знака). Среднее аномальное отклоненіе года въ Одессѣ, опредѣленное по этому методу, равно $\pm 0^{\circ}.64$, т. е. средняя температура отдѣльнаго года въ Одессѣ можетъ, среднимъ числомъ, отличаться отъ многолѣтней на величину равную $\pm 0^{\circ}.64$. Среднее аномальное отклоненіе года для большаго числа пунктовъ Россіи найдено Вильдомъ; имъ же сдѣлана попытка построения картъ изометаболей (кривыя равныхъ среднихъ отклоненій²⁾). Изъ таблицъ Вильда³⁾ видно, что годовое аномальное отклоненіе меньше вблизи морей и въ болѣе южныхъ странахъ; годовое отклоненіе, близкое къ $\pm 0^{\circ}.64$, имѣютъ, кромѣ Одессы, слѣдующіе пункты: Гаммервествъ (± 0.61), Варде ($\pm 0^{\circ}.60$), Упсала ($\pm 0^{\circ}.68$), Киль ($\pm 0^{\circ}.68$), Берлинъ ($\pm 0^{\circ}.65$), Базель ($\pm 0^{\circ}.60$). Въ Мадридѣ и Лиссабонѣ годовыя отклоненія равны соответственно $\pm 0^{\circ}.27$ и $\pm 0^{\circ}.20$, т. е. средней температурѣ года въ этихъ двухъ пунктахъ свойственна известная характеристика, сравнительно мало измѣняющаяся при переходѣ отъ одного года къ другому. Максимумъ годовыхъ отклоненій ($\pm 1^{\circ}.0$) находится въ сѣверной части западной и средней Сибири, а также надъ Бѣлымъ моремъ и сѣверной Финляндіей. Точно также можно опредѣлить среднія аномальныя отклоненія среднихъ мѣсячныхъ. Эти отклоненія въ Одессѣ, на основаніи 30-лѣтнихъ наблюденій (1866—1895 гг.), слѣдующія:

¹⁾ Если абсолютныя аномальныя отклоненія отдѣльныхъ явленій слишкомъ велики, то среднее ихъ теряетъ всякій смыслъ. Вообще, оперированіе средними числами требуетъ величайшей осмотрительности. При помощи неосторожнаго комбинированія средними числами можно получать, по одному и тому же вопросу, разнообразныя результаты.

²⁾ Wild. Die Temperatur-Verhältnisse. d. Russischen Reichs. St.-Petersburg. 1880. Atlas.

³⁾ Ibid. 2 Hälfte, S. 263.

январь	$\pm 2^{\circ}44$	июль	$\pm 1^{\circ}09$
февраль	± 2.50	августъ	± 1.08
мартъ	± 1.83	сентябрь	± 1.52
апрѣль	± 1.09	октябрь	± 1.62
май	± 1.10	ноябрь	± 1.98
июнь	± 1.20	декабрь	± 2.52

Въ ходѣ средняго мѣсячнаго отклоненія замѣтенъ годовой періодъ; наибольшей величины оно достигаетъ въ декабрѣ ($\pm 2^{\circ}52$), а наименьшей—въ августѣ ($\pm 1^{\circ}08$); слѣдовательно, въ декабрѣ менѣе всего можно рассчитывать на извѣстные температурныя условія, опредѣляемые средними числами. Изъ таблицъ Вильда видно, что въ Европѣ, вообще, максимумъ аномальныхъ отклоненій падаетъ на декабрь—февраль, минимумъ—на май—октябрь; наиболѣе постоянный, въ разсматриваемомъ смыслѣ, мѣсяцъ на берегахъ Балтійскаго моря, въ Англїи и средней Германїи—сентябрь; въ Швейцарїи и Франціи—октябрь; въ сѣверо-восточной Россїи и южной части западной Сибири—августъ; въ средней Россїи и средней Сибири, на Уралѣ и по сѣвернымъ берегамъ Чернаго моря—июль, а въ Одессѣ, въ частности,—августъ; въ Польшѣ и въ сосѣднихъ съ ней частяхъ Германїи, Богемїи, средней Австріи—июнь; въ Крыму—май ¹⁾).

Среднее аномальное отклоненіе даетъ также возможность вычислить *вѣроятную* ошибку найденныхъ нами мѣсячныхъ среднихъ. Извѣстно, что вѣроятная ошибка F вычисляется по формулѣ Гаусса:

$$F = 0.6745 \sqrt{\frac{\sum \sigma^2}{n(n-1)}}$$

гдѣ $\sum \sigma^2$ —сумма квадратовъ отклоненій, а n —число періодовъ, изъ которыхъ опредѣлены среднія. Фехнеръ показалъ, что формулу эту можно, приблизительно, замѣнить другою:

$$F = 1.1955 \frac{\sum \sigma}{n \sqrt{2n-1}}. \quad (1)$$

¹⁾ Ibid. S. 259.

Но $\frac{\sum v}{n}$ есть не что иное, как среднее аномальное отклонение, которое мы обозначимъ черезъ V ; слѣдовательно,

$$F = 1.1955 \frac{V}{\sqrt{2n-1}}. \quad (2)$$

По этой формулѣ найдены нами *вѣроятныя* погрѣшности мѣсячныхъ среднихъ въ Одессѣ:

январь	$\pm 0^{\circ}.40$	іюль	$\pm 0^{\circ}.18$
февраль	± 0.40	августъ	± 0.18
мартъ	± 0.30	сентябрь	± 0.25
апрѣль	± 0.18	октябрь	± 0.27
май	± 0.19	ноябрь	± 0.33
іюнь	± 0.20	декабрь	± 0.41
годъ	$\pm 0^{\circ}.10.$		

Большую степень вѣроятности имѣютъ, какъ видно, среднія температуры года и лѣтнихъ мѣсяцевъ; вѣроятная ошибка зимнихъ мѣсяцевъ гораздо больше; въ декабрѣ она достигаетъ $\pm 0^{\circ}.41$.

Среднія аномальныя отклоненія даютъ возможность рѣшить еще одинъ, весьма важный, климатологическій вопросъ, а именно, сколько лѣтъ нужно наблюдать въ извѣстномъ пунктѣ, чтобы вѣроятная погрѣшность вычисленныхъ среднихъ уменьшилась до данного предѣла (напримѣръ, до $0^{\circ}.1$). Извѣстно, что вѣроятныя ошибки обратно пропорціональны корнямъ квадратнымъ изъ числа лѣтъ, послужившихъ для нахождения среднихъ; если при n годахъ наблюденій ошибка равна F , а при n' годахъ ошибка равна $0^{\circ}.1$, то

$$\frac{F}{0.1} = \sqrt{\frac{n'}{n}}$$

откуда :

$$n' = n. 100. F^2. \dots \quad (3)$$

На основаніи предыдущей таблицы, 30-лѣтній періодъ достаточно въ Одессѣ для полученія средней температуры года съ вѣроятной ошибкой, непревышающей $0^{\circ}.1$. Такія вычисленія произведены Вильдомъ для многихъ станцій Россіи¹⁾.

¹⁾ Вильдъ. О температурѣ воздуха въ Россійской Имперіи. Спб. 1882, стр. 273.

Вышеуказанное понятіе объ аномальномъ отклоненіи можетъ быть примѣнено п къ другимъ метеорологическимъ элементамъ. Аномальныя отклоненія давленія достигаютъ наибольшей величины въ зимніе мѣсяцы и падаютъ къ лѣту; они увеличиваются отъ тропическаго пояса къ высшимъ широтамъ. По отношенію къ давленію, болѣе устойчивы океаны и менѣе устойчивы—континенты (обратно тому, что имѣетъ мѣсто для температуры). Наиболѣе неустойчива въ этомъ отношеніи сѣверо-западная часть Атлантическаго океана (зимою) и полярное море. Кърреп дакъ слѣдующую таблицу мѣсячныхъ аномальныхъ отклоненій давленія (въ миллиметрахъ):

		а) Зима,								
широта	°	10	20	30	40	50	60	70	80	
океанъ	3	4	8	16	29	38	54	40	34	
континентъ	4	6	9	13	18	25	31	29	—	

		б) Лѣто,								
широта	°	10	20	30	40	50	60	70	80	
океанъ	3	4	6	9	16	25	28	25	18	
континентъ	4	5	7	10	12	14	19	18	—	

Максимумъ неустойчивости лежитъ подъ 60° с. ш., на океанѣ между Исландіей и Гренландіей. Отрицательныя аномальныя отклоненія вездѣ болѣе значительны чѣмъ положительныя, а это доказываетъ, что большія атмосферическія движенія связаны съ барометрическими минимумами, которые можно разсматривать какъ наиболѣе типичную форму движеній нашей атмосферы. Барометрическіе максимумы можно разсматривать какъ бы промежуточную стадію покоя между двумя серіями вихрей.

Осадки принадлежатъ къ метеорологическимъ факторамъ, которые претерпѣваютъ наибольшія колебанія при переходѣ отъ одного года къ другому. Такъ, средняя измѣнимость мѣсячныхъ среднихъ выражается слѣдующими цифрами:

въ средней Европѣ	45%
» Италіи	55%
» Испаніи и Алжирѣ	60%
» средн. Россіи и въ зап. Сибири	40—50%
» на югѣ и востокѣ Россіи	60—70%

Тропическія страны гораздо устойчивѣе.

Особенно велика неустойчивость осадковъ въ южной половѣ Россіи. Въ слѣдующей таблицѣ показано наибольшее и наименьшее количество осадковъ, выпадающихъ въ Одессѣ:

	наибольшее	наименьшее	амплитуда
январь .	95.2 мм. (1879 г.)	0.4 мм. (1874 г.)	94.8 мм.
февраль .	67.8 » (1870 г.)	1.8 » (1868 г.)	66.0 »
мартъ .	72.3 » (1870 г.)	0.9 » (1873 г.)	71.4 »
апрѣль .	101.8 » (1881 г.)	0.5 » (1876 г.)	101.3 »
май . .	122.1 » (1881 г.)	0.4 » (1884 г.)	121.7 »
іюнь . .	167.0 » (1886 г.)	1.0 » (1877 г.)	166.0 »
іюль . .	130.8 » (1877 г.)	8.7 » (1894 г.)	122.1 »
августъ .	103.9 » (1870 г.)	0.0 » (1897 г.)	103.9 »
сентябрь .	105.8 » (1875 г.)	0.0 » (1892 г.)	105.8 »
октябрь .	106.9 » (1897 г.)	0.8 » (1869 г.)	106.1 »
ноябрь .	95.4 » (1879 г.)	0.0 » (1902 г.)	95.4 »
декабрь .	135.3 » (1878 г.)	1.1 » (1897 г.)	134.2 »
годъ . .	625.3 » (1875 г.)	238.5 » (1872 г.)	386.8 »

Изъ таблицы видно, что количество атмосферной влаги въ Одессѣ претерпѣваетъ огромныя колебанія при переходѣ отъ одного года къ другому; въ іюнѣ 1886 года выпало 167.0 мм. осадковъ, а въ іюнѣ 1877 года лишь 1.0 мм.; въ сентябрѣ 1875 г. измѣрено было 105.8 мм. влаги, а въ 1892 году засуха продолжалась отъ 24 августа по 7 октября, т. е. 45 дней. Въ столь же широкихъ предѣлахъ колеблется запасъ апрѣльскаго и майскаго орошенія. Въ 1872 году выпало осадковъ 238.5 мм., а въ 1875 году—625.3 мм., т. е. въ 2½, раза больше. Если прибавимъ къ этому, что при засухѣ сильно увеличивается количество испаряющейся воды, то станетъ яснымъ, что, по распредѣленію осадковъ, край нашъ находится въ крайне неблагоприятныхъ условіяхъ; сельскій хозяинъ не можетъ рассчитывать на опредѣленный, хотя бы умѣренный, запасъ влаги, ежегодно рискуя, что вся растительность погибнетъ отъ засухи.

Законы компенсаціи Дове. Всѣ явленія въ природѣ совершаются по извѣстнымъ законамъ. Естественно рождается вопросъ, не существуетъ ли какой-нибудь правильности въ распредѣленіи аномальныхъ отклоненій какъ въ пространствѣ, такъ и во времени? Законность эта дѣйствительно существуетъ и

была подмѣчена еще знаменитымъ метеорологомъ Дове. Результаты изысканій Дове можно высказать въ формѣ двухъ законовъ, которые извѣстны подъ именемъ законовъ компенсаціи.

1. Значительныя, положительныя или отрицательныя, отклоненія температуры, замѣченныя, въ извѣстный день, въ *какомъ-либо пунктѣ* земли, не ограничиваются однимъ этимъ пунктомъ; съ значительной долей вѣроятности можно сказать, что отклоненія того же знака распространяются на болѣе или менѣе обширную *поверхность* земли.

2. Значительныя аномаліи извѣстнаго характера, замѣченныя въ *одномъ мѣстѣ*, компенсируются отклоненіями противоположнаго знака въ *другомъ районѣ*.

Возьмемъ частный примѣръ. Аномальныя отклоненія въ Одессѣ, между 17 и 19 ноября 1902 года, имѣли слѣдующія значенія:

	температура въ 7 ч. утра		аномальное отклоненіе
	многолѣтняя средняя	въ 1902 г	
17	3°.9	— 7°.0	— 10°.9
18	4.2	— 13.0	— 17.2
19	3.3	— 9.0	— 12.3.

Изъ синоптическихъ картъ Главной Физической обсерваторіи видно, что область весьма низкихъ температуръ охватила всю Европейскую Россію и Западную Сибирь; на Уралѣ термометръ упалъ до -38° .

Метеорологическая инерція. Законы эти, конечно, имѣютъ исключительно качественный характеръ и заключаютъ въ себѣ много неопредѣленнаго. Они, напримѣръ, не опредѣляютъ, какъ великъ районъ, который долженъ быть охваченъ отклоненіями, аналогичными по знаку, съ отклоненіемъ, замѣченнымъ въ мѣстѣ наблюденія. Точно также законы эти не опредѣляютъ, гдѣ должна находиться область компенсаціи и какъ велика степень компенсаціи. Тѣмъ не менѣе, вопросу объ аномальныхъ отклоненіяхъ было посвящено весьма много работъ съ цѣлью выяснитъ причины, вносящія извѣстныя пертурбаціи въ нормальный ходъ физической жизни нашей планеты. Между прочимъ, былъ поставленъ такой вопросъ: не существуетъ ли подобной компенсаціи во времени? Не подчиняются ли измѣненія

метеорологических явлений *во времени* слѣдующимъ двумъ законамъ, аналогичнымъ законамъ Доне:

1. Значительное, положительное или отрицательное, аномальное отклоненіе, замѣченное въ данномъ пунктѣ въ *извѣстный день*, не ограничивается однимъ только этимъ днемъ; съ большой долей вѣроятности можно сказать, что отклоненія того же знака распространяются на болѣе или менѣе *длинный рядъ дней*.

2. Значительныя, положительныя или отрицательныя, отклоненія, замѣченныя въ *одномъ періодѣ*, компенсируются противоположнымъ по знаку отклоненіемъ въ *слѣдующемъ періодѣ времени*.

Многіе допускали, что такая компенсация существуетъ даже въ предѣлахъ одного года, что теплая зима влечетъ за собой холодное лѣто или обратно. Но тщательная разработка наблюденій не подтвердила послѣдняго предположенія. Въ предѣлахъ одного года компенсаціи не существуетъ. Напротивъ того, въ природѣ является всегда стремленіе къ сохраненію развѣ установившагося характера погоды. Понятіе о компенсаціи въ теченіе года должно уступить, въ общемъ, понятію о существованіи въ атмосферѣ *метеорологической инерціи*. Кёррен вычислилъ вѣроятность перемены знака аномаліи температуры

отъ зимы къ веснѣ .	0.489	отъ зимы къ лѣту .	0.444
» весны » лѣту .	0.453	» весны » осени .	0.400
» лѣта » осени .	0.384	» лѣта » зимѣ .	0.496
» осени » зимѣ .	0.445	» осени » веснѣ .	0.516.

Вѣроятность эта, во всѣ времена года, за исключеніемъ перехода отъ осени къ веснѣ, или близка къ половинѣ или меньше ея. Наибольшее стремленіе къ сохраненію характера температуры замѣтно при переходѣ отъ лѣта къ осени (0.384). Напп нашелъ, что послѣ очень холодной или очень теплой зимы въ 70% слѣдуетъ лѣто, имѣющее отклоненіе того же знака; послѣ очень холоднаго или очень теплаго лѣта, только въ 45% случаевъ удерживается тотъ же характеръ зимы. По вычислениямъ Неллшанп'а въ Берлинѣ,

послѣ очень теплой зимы наиболѣе вѣроятно теплое лѣто,			
» » холодной »	»	»	холодное »
» » теплаго лѣта	»	»	холодная зима.

Изолядованія Кёрреп'а. Съ совершенною особой точки зрѣнія разсмотримъ этотъ вопросъ извѣстный метеорологъ Кёрреп.

Въ живомъ ходѣ явленій постоянно смѣняются дни съ различными характеромъ погоды: сухіе и дождливые, съ положительными и отрицательными отклоненіями температуры, съ высокими и низкими давленіями и т. п. Спрашивается, управляется ли эта смѣна погоды какими-нибудь законами или она является результатомъ простой случайности, на подобіе выхода бѣлыхъ и черныхъ шаровъ, вынимаемыхъ изъ урны, или выпаденія орла и рѣшетки при игрѣ въ орлянку. Отвѣтъ на этотъ вопросъ находимъ въ замѣчательной работѣ Кёрреп'а, напечатанной еще въ 1872.

Положимъ, что въ урнѣ перемѣшаны элементы двухъ родовъ a и b (напримѣръ, черные и бѣлые шары). Общее число ихъ равно S . Опредѣлимъ, какъ часто при выниманіи этихъ шаровъ, будетъ встрѣчаться комбинація bab . Число всѣхъ различныхъ комбинацій или періодовъ изъ 3 элементовъ равно $S-2$. Очевидно, что

$$S\alpha \text{— есть число элементовъ вида } a, \\ S(1-\alpha) \text{ » » » » » } b,$$

гдѣ α представляетъ вѣроятность выхода элемента a на какомъ-либо опредѣленномъ мѣстѣ, напримѣръ, въ серединѣ періода; вѣроятность же, что элементъ b стоитъ на какомъ-либо мѣстѣ, напримѣръ, въ началѣ или въ концѣ періода, равна $(1-\alpha)$; слѣдовательно, вѣроятность комбинація bab выразится произведеніемъ отдѣльныхъ вѣроятностей, т. е.

$$(1-\alpha)\alpha(1-\alpha) = \alpha(1-\alpha)^2.$$

Такъ какъ возможное число періодовъ изъ трехъ элементовъ равно $S-2$, то число всѣхъ періодовъ формы bab будетъ

$$p_1 = (S-2)\alpha(1-\alpha)^2.$$

На томъ же основаніи, число періодовъ формы $baab$;

$$p_2 = (S-3)\alpha^2(1-\alpha)^2;$$

число періодовъ вида $baaab$:

$$p_3 = (S-4)\alpha^3(1-\alpha)^2 \quad \text{и т. д.}$$

Общее число' всѣхъ періодовъ :

$$P = p_1 + p_2 + p_3 + \dots = a(1-a)^2 [(S-2)a + (S-3)a^2 + (S-4)a^3 + \dots].$$

Если S —весьма велико, то можно допустить, что

$$S-2 = S-3 = S-4 = \dots = S,$$

а следовательно,

$$P = aS(1-a)^2 (1 + a + a^2 + a^3 + \dots).$$

Но $1 + a + a^2 + a^3 + \dots = \frac{1}{1-a}$

и $P = aS(1-a),$

откуда $p_1 = P(1-a),$

$$p_2 = p_1 a,$$

$$p_3 = p_1 a^2,$$

и т. д.

Последнія уравненія даютъ число различныхъ комбинацій въ предположеніи, что выходъ элементовъ обусловливается простой случайностью. Примѣнимъ эти уравненія къ частному случаю. Въ Брюсселѣ, въ теченіе около 18 лѣтъ (6563 дня), отмѣчено 3407 дней съ дождемъ (элементы a) и 3156 дней сухихъ (элементы b). Вѣроятность

$$\alpha = \frac{3407}{6563} = 0.5191,$$

$$1 - \alpha = 0.4809,$$

$$P = 1638$$

$$p_1 = 787.9$$

$$p_2 = 408.0$$

. . . .

Въ слѣдующей таблицѣ приведено число различныхъ комбинацій по вычисленію и по наблюденіямъ :

нзъ 1 элемент. вида <i>a</i>	по вычисленію	по наблюденію
» 2 » сряду вида <i>a</i>	787.9	342
» 3 » » » »	409.0	202
» 4 » » » »	212.3	141
» 5 » » » »	110.2	77
» 6 » » » »	57.2	52
» 7 » » » »	29.7	40
» 8 » » » »	15.4	34
» 9 » » » »	8.0	36
» 10 » » » »	4.2	16
» 11 » » » »	2.2	14
» 12 » » » »	1.1	15
» 13 » » » »	0.6	5
» 14 » » » »	0.3	4
» 15 » » » »	0.2	4
» 16 » » » »	0.1	7
» 17 » » » »	0.1	1
» 18 » » » »	0.0	1
» 19 » » » »	0.0	0
» 19 » » » »	0.0	2
всего	1638.5	995.

Изъ сравненія 2-го и 3-го столбцовъ видно, что въ дѣйствительности число короткихъ періодовъ *bab, baab,...* меньше, чѣмъ это слѣдуетъ по теоріи вѣроятностей въ предположеніи случайной группировки явленій; для группъ болѣе длиннаго періода имѣетъ мѣсто обратное соотношеніе. Общее число различныхъ періодовъ по вычисленію равно 1638.5, а по наблюденіямъ—995. Другими словами, въ природѣ существуетъ стремленіе въ сохраненію разъ установившагося характера погоды (метеорологическая инерція).

Можно еще другимъ способомъ изслѣдовать поставленный нами вопросъ, а именно, вычислить вѣроятность выхода элемента *b* послѣ появленія элемента *a*; другими словами, опредѣлить вѣроятность *перемѣны* погоды (т. е. ея измѣнчивость). Обозначимъ эту измѣнчивость буквой *V*; она равна

$$V = \frac{2P}{S};$$

но $P = aS(1 - \alpha)$,

следовательно,

$$V = 2\alpha(1 - \alpha).$$

Для прежнего примѣра:

$$V = 0.499.$$

Но въ дѣйствительности

$$2P = 1995; S = 6563$$

$$\text{и } V = 0.304,$$

т. е. вѣроятность переменны по наблюдениямъ гораздо меньше, чѣмъ по теоріи вѣроятностей. Можно также опредѣлять среднюю длину періода

$$L = \frac{S}{2P} = \frac{1}{V},$$

т. е. средняя длина періода есть величина обратная измѣнчивости. Напримѣръ, для Брюсселя:

		температура	дождливые дни
V	по вычисленію	0.498	0.499
	по наблюдениямъ	0.194	0.304
L	по вычисленію	2.01	2.00
	по наблюдениямъ	5.16	3.29.

Можно, наконецъ, вычислить вѣроятность переменны послѣ одного, двухъ и болѣе дней одинаковаго характера. Пусть

p_r —число періодовъ изъ r дней одинаковаго характера,

q_r — » » » болѣе чѣмъ r дней одинаковаго характера;

$p_r + q_r$ будетъ число періодовъ, изъ которыхъ каждый содержитъ въ себѣ не менѣе r дней одинаковаго характера. Вѣроятность переменны послѣ r дней одинаковаго характера

$$\beta = \frac{p_r}{p_r + q_r}.$$

Для Брюсселя, вѣроятность переменны погоды, послѣ 1, 2, 3, ... дней одинаковаго характера, выразятся слѣдующими числами:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10—14
Брюссель, темп.	0.251	242	216	206	165	169	148	142	161	139
» дождь	366	319	302	258	266	244	255	304	211	194
Дерптъ, ясно	501	471	342	377	312	333	273	500	500	400
» дождь	459	396	412	376	388	323	370	345	474	247.

Изъ этой таблицы видно, что вѣроятность переменны погоды убываетъ съ длиною періода. Послѣ 10 дней дождя, вѣроятность перемены равна 0.194 или 0.2, т. е. изъ 10 случаевъ только въ двухъ можно ожидать слѣдующаго сухого дня.

Eisenlohr вычислилъ вѣроятность того, что ближайшій мѣсяць ¹⁾ будетъ имѣть отклоненіе текущаго для 12 береговыхъ станцій (рядъ A) и 16 континентальныхъ (рядъ B):

	I—II,	II—III,	III—IV,	IV—V,	V—VI,	VI—VII,
(A)	0.447	390	326	438	413	378
(B)	431	377	397	471	444	357
	VII—VIII,	VIII—IX,	IX—X,	X—XI,	XI—XII,	XII—I,
(A)	360	366	383	460	443	441
(B)	340	407	445	466	408	419.

Изъ таблички этой видно, что, при переходѣ отъ марта къ апрѣлю и отъ іюля къ августу, можно держать 2 противъ 1, что если текушій мѣсяць холодный или теплый, то и непосредственно слѣдующій будетъ имѣть тотъ же характеръ.

Но если компенсація не имѣетъ мѣста въ предѣлахъ одного года, то не обнаруживается ли она въ теченіе болѣе длиннаго періода времени? Другими словами, не смѣняется ли рядъ годовъ извѣстнаго метеорологическаго характера рядомъ годовъ, имѣющихъ противоположныя свойства? Но тутъ естественный переходъ къ вопросу, которымъ ученые, во всѣ времена, занимались съ особой любовью, вопросу о *многолѣтней периодичности* въ явленіяхъ физическаго жизни нашей планеты. Къ разсмотрѣнію этого вопроса мы возвратимся въ другомъ мѣстѣ этой книги.

¹⁾ Мѣсяцы обозначены римскими цифрами.

Приведеніе къ многолѣтнимъ среднимъ. Въ предыдущихъ главахъ мы сдѣлали краткое обзорніе географическаго распредѣленія метеорологическихъ элементовъ (температуры, давленія и др.) на основаніи картъ изолиній. При построеніи этихъ картъ необходимо имѣть среднія величины элементовъ, вычисленныя изъ возможно болѣе длиннаго періода наблюденій. Но существуетъ приемъ, дающій возможность среднія, найденныя изъ сравнительно короткаго времени, свести къ многолѣтнимъ среднимъ. Этотъ приемъ основанъ на слѣдующемъ замѣчаніи Lamont'a: если сравнить наблюденія двухъ, не очень удаленныхъ другъ отъ друга, пунктовъ, то разности ихъ среднихъ температуръ сохраняютъ постоянную величину. Свойство это вытекаетъ, очевидно, изъ перваго закона компенсаціи Дове. Если мы, поѣтому, имѣемъ 10-лѣтнія наблюденія въ пунктѣ *A* и 50-лѣтнія наблюденія въ сосѣднемъ пунктѣ *B*, то, на основаніи замѣчанія Lamont'a, нетрудно кратковременныя среднія перваго пункта свести къ 50-лѣтнему періоду. Напримѣръ, 10-лѣтнее среднее декабря въ Кремсѣ нужно свести къ многолѣтнему, на основаніи 50-лѣтнихъ наблюденій въ Вѣнѣ (разстояніе 55 километровъ). Среднія температуры декабря слѣдующія :

годы	1875	6	7	8	9	80	1	2	3	4	средн.
Кремсѣ.	—1°.9	1.4	—0.2	—2.5	—8.0	3.9	0.1	1.2	0.7	1.4	—0.40
Вѣна . .	—1.7	2.1	0.0	—1.8	—7.3	3.9	0.8	1.7	1.1	2.0	0.07
разность .	—0.2	—0.7	—0.2	—0.7	—0.7	0.0	—0.7	—0.5	—0.4	—0.6	—0.47

Средняя разность равна $-0^{\circ}.47$. Но средняя температура декабря въ Вѣнѣ за 50 лѣтъ равна $-0^{\circ}.60$; слѣдовательно, средняя температура того же мѣсяца въ Кремсѣ, сведенная къ 50-лѣтнему періоду, приблизительно, равна $-0^{\circ}.60 - 0^{\circ}.47 = -1^{\circ}.07$. Профессоръ А. И. Воейковъ, въ своемъ курсѣ метеорологіи, даетъ и другой приемъ для приведенія къ многолѣтнимъ среднимъ. Возьмемъ три пункта *A*, *B* и *C*, расположенные отъ запада къ востоку; пусть разстояніе $AB=510$ килом., а разстояніе $BC=800$ килом. Допустимъ далѣе, что въ точкахъ *A* и *C* имѣются многолѣтнія наблюденія, а въ точкѣ *B*—2-лѣтнія, которыя нужно свести къ многолѣтнимъ. Положимъ, что среднее

1) Воейковъ. Метеорологія. III, стр. 411.

давленіе за два года въ пунктѣ *B* равно 748 мм., а отклоненія январскихъ давленій за тѣ же годы отъ многолѣтнихъ въ точкахъ *A* и *C* соответственно равны -4.0 мм. и -0.1 мм. Путемъ интерполяціи находимъ, что отклоненіе январскаго давленія отъ многолѣтней средней въ пунктѣ *B* равно -2.5 мм., а следовательно, многолѣтнее среднее составитъ $748.0 + 2.5 = 750.5$ мм.

Литературныя указанія.

1) Вильдъ. О температурѣ воздуха въ Россійской Имперіи. Спб. 1882. III часть, стр. 258.

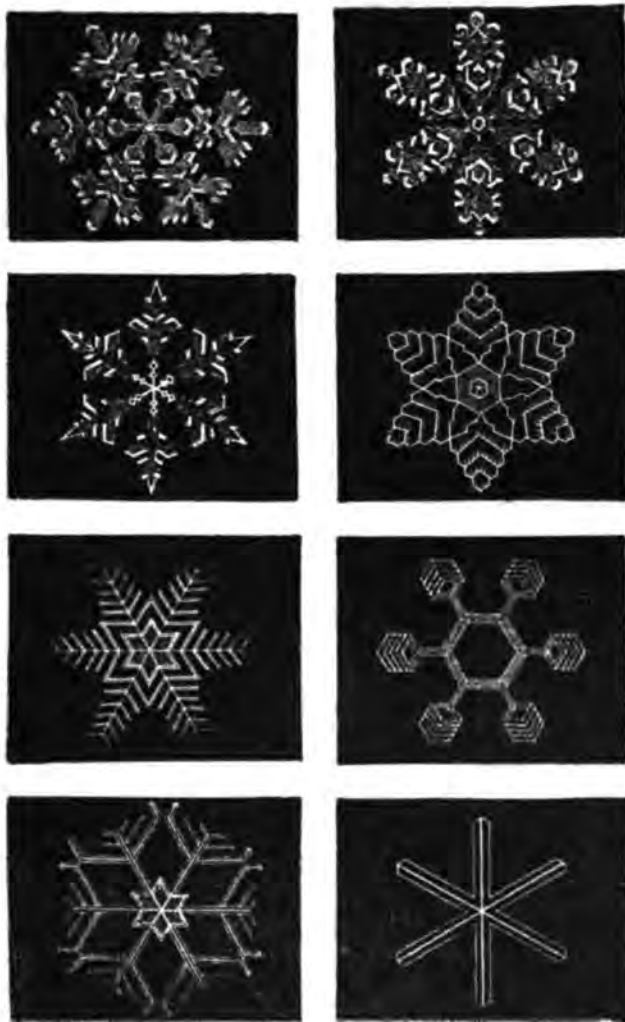
2) Hugo Meyer. Anleitung zur Bearbeitung meteorologischer Beobachtungen für die Klimatologie. Berlin. 1891.

3) Köppen. Die Aufeinanderfolge der unperiodischen Witterungserscheinungen nach den Grundsätzen der Wahrscheinlichkeitsrechnung untersucht. Wild's Repertorium für Meteorologie. Bd. II, 1872.

4) Fechner. Ueber die Bestimmung des Wahrscheinlichen Fehlers eines Beobachtungsmittels durch die Summe der Einfachen Abweichungen. Poggendorff's Annalen, Jubelband. 1874, S. 66.

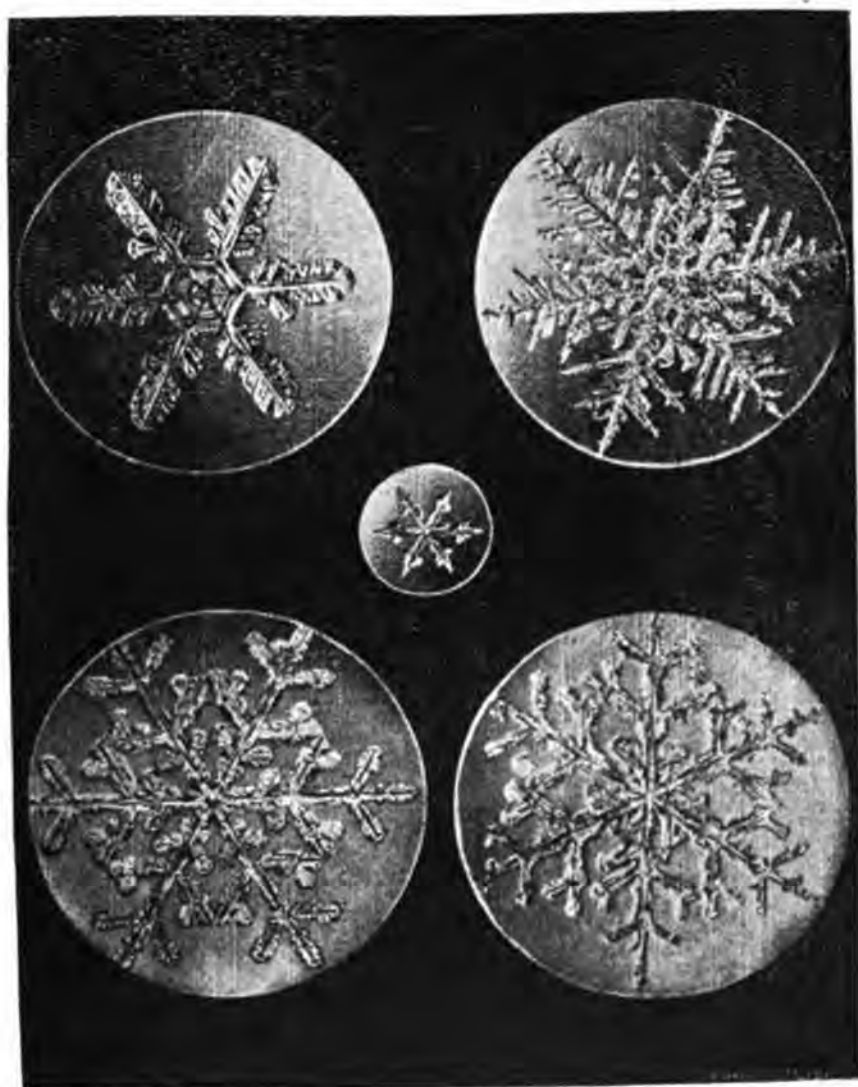
Къ страницѣ 554.

ТАБЛИЦА I.



Къ страницѣ 554.

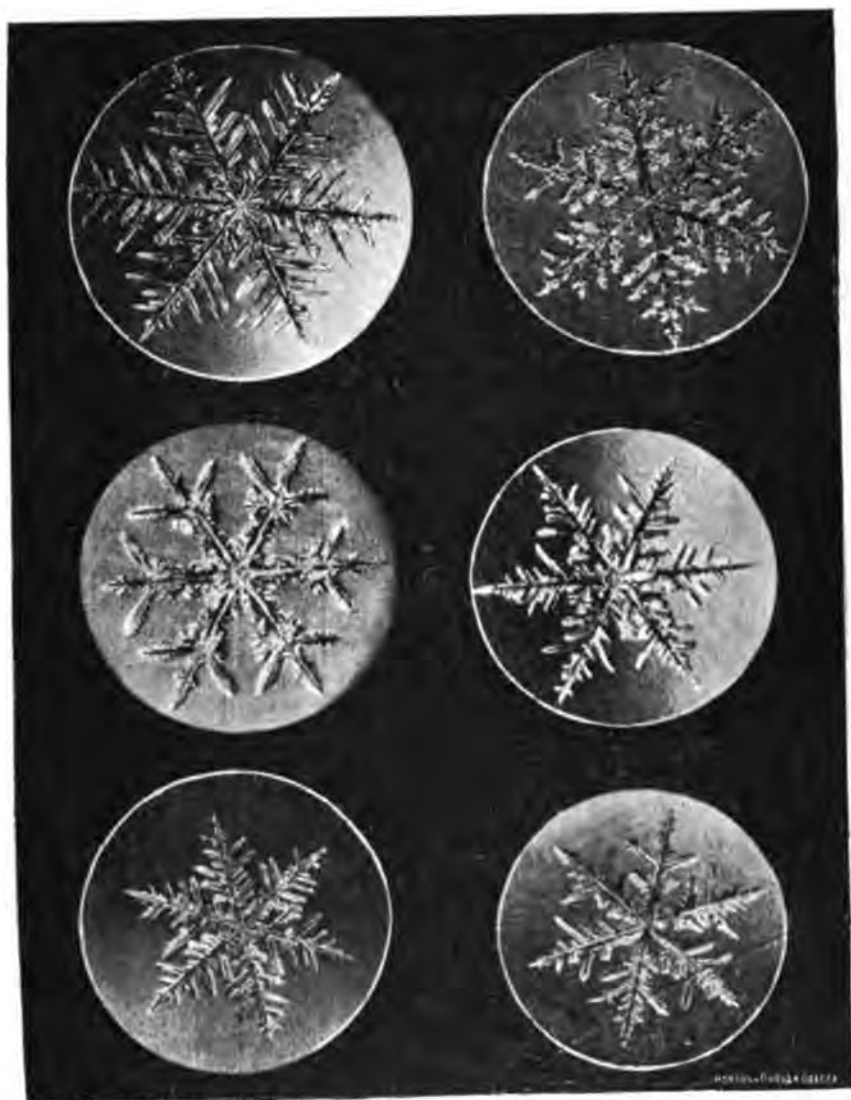
ТАБЛИЦА II.





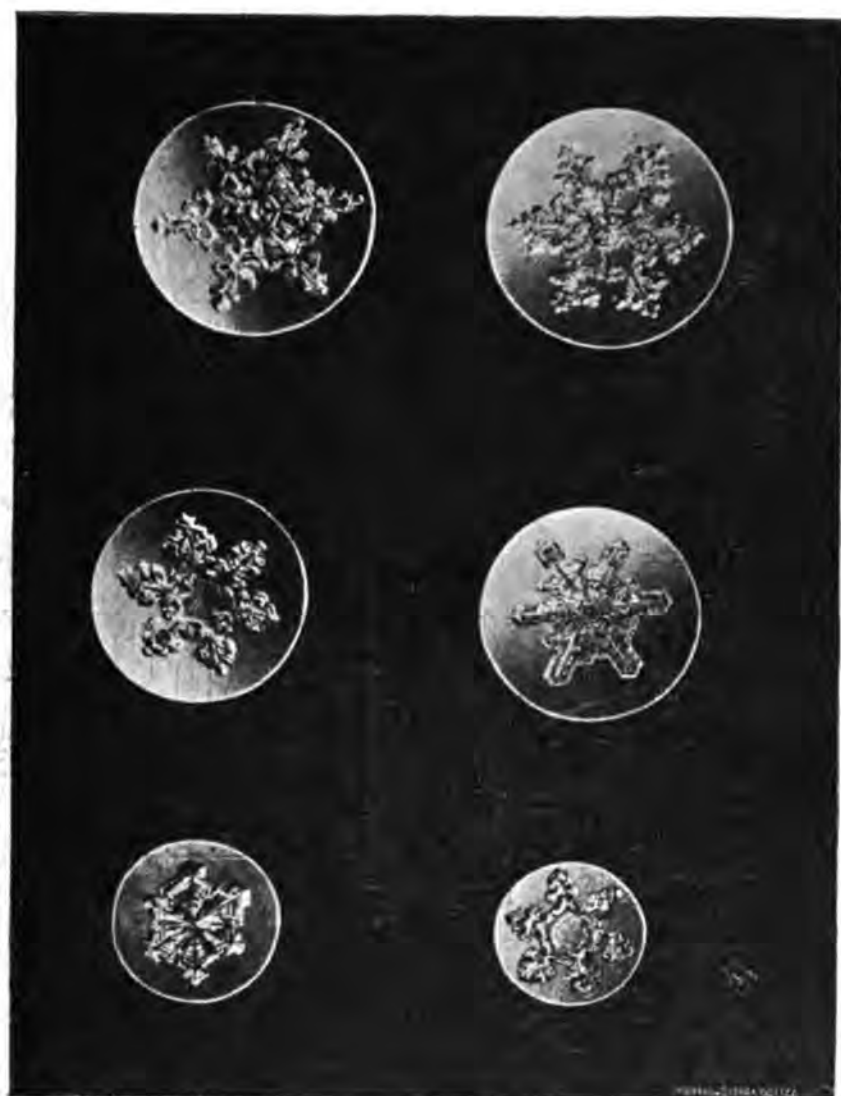
Къ страницѣ 554.

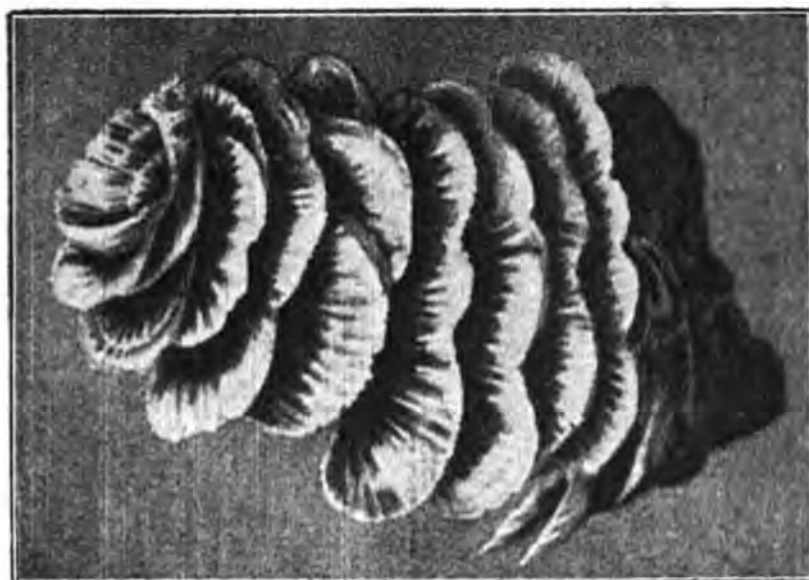
ТАБЛИЦА IV.

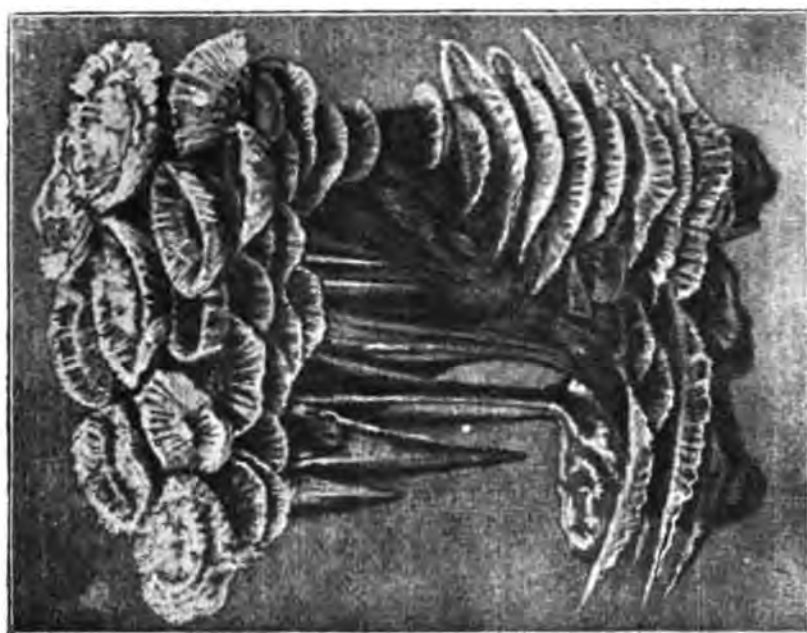
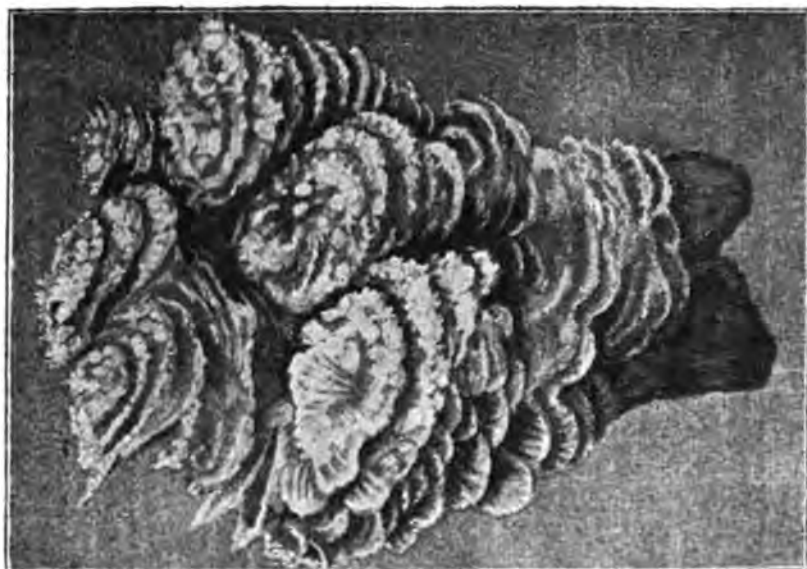


Къ страницъ 554.

ТАБЛИЦА V.







Къ страницѣ 556.

ТАВЛИЦА VIII.

