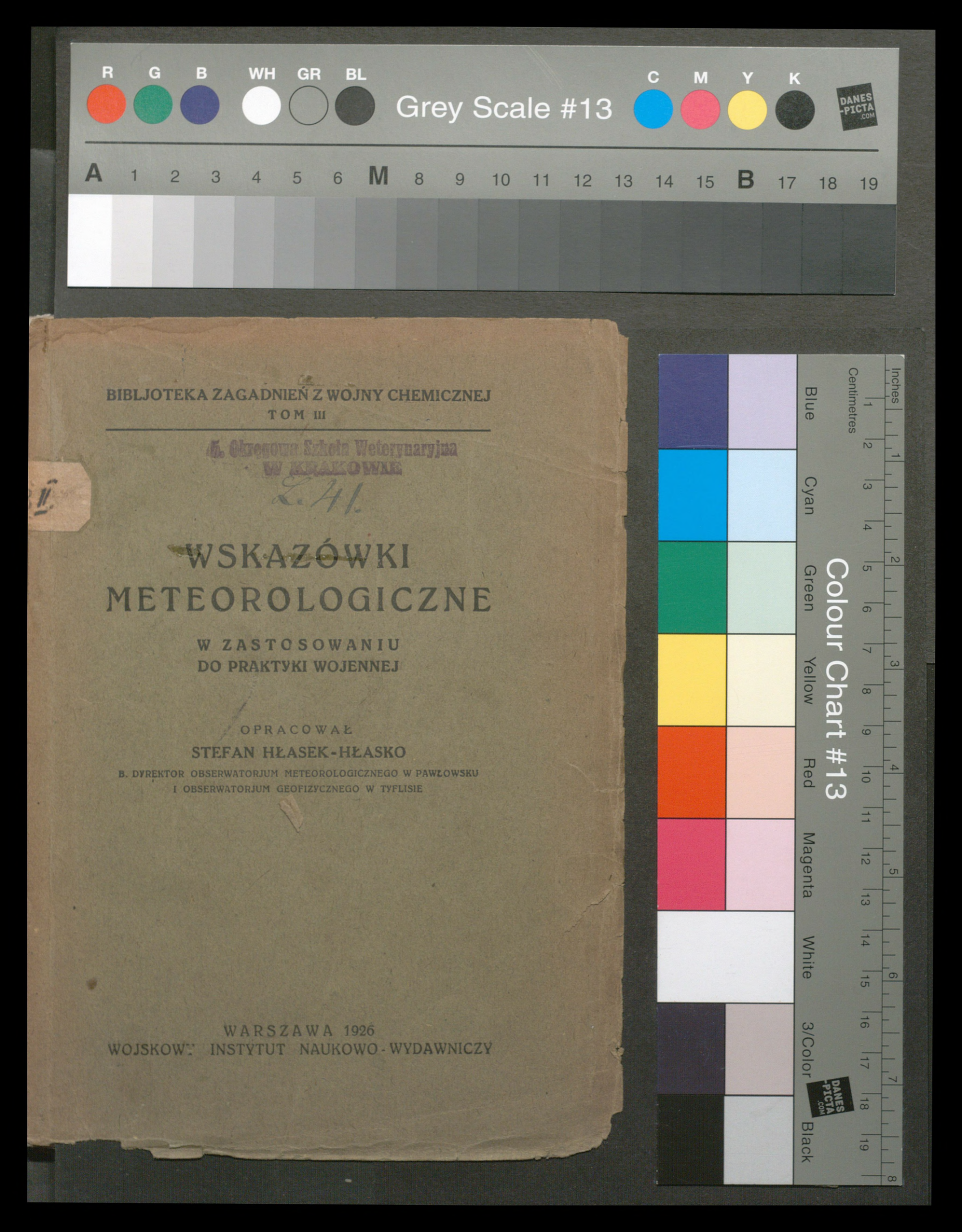


BIBLJOTEKA ZAGADNIEŃ Z WOJNY CHEMICZNEJ
TOM III

5. Okręgowa Szkoła Weterynaryjna
W KRAKOWIE
L. 41.

WSKAZÓWKI METEOROLOGICZNE

W ZASTOSOWANIU DO PRAKTYKI WOJENNEJ

OPRACOWAŁ
STEFAN HŁASEK-HŁASKO
B. DYREKTOR OBSERWATORJUM METEOROLOGICZNEGO W PAWŁOWSKU
I OBSERWATORJUM GEOFIZYCZNEGO W TYFLISIE

WARSZAWA 1926
WOJSKOWY INSTYTUT NAUKOWO-WYDAWNICZY

BIBLJOTEKA ZAGADNIEŃ Z WOJNY CHEMICZNEJ
TOM III

5. Okręgowa Szkoła Weterynaryjna
W KRAKOWIE
L. 41.

WSKAZÓWKI METEOROLOGICZNE

W ZASTOSOWANIU DO PRAKTYKI WOJENNEJ

OPRACOWAŁ
STEFAN HŁASEK-HŁASKO
B. DYREKTOR OBSERWATORJUM METEOROLOGICZNEGO W PAWŁOWSKU
I OBSERWATORJUM GEOFIZYCZNEGO W TYFLISIE

WARSZAWA 1926
WOJSKOWY INSTYTUT NAUKOWO-WYDAWNICZY

WSKAZÓWKI METEOROLOGICZNE

W ZASTOSOWANIU DO PRAKTYKI WOJENNEJ

355.62

BIBLJOTEKA ZAGADNIEŃ Z WOJNY CHEMICZNEJ

Tom I. Kapitan inż. Tadeusz Kalusiński. *Krótki zarys chemji gazów i dymów bojowych.* . . . . . Cena 1.20 zł.

Tom II. Podpułkownik S. G. Walery Jasiński. *Taktyczne użycie broni chemicznej.* Cena 1.30 zł.

Tom III. Stefan Hłasek-Hłasko. *Wskazówki meteorologiczne w zastosowaniu do praktyki wojennej.*

Tom IV. Kapitan Kazimierz Rudnicki. *Obrona przeciwchemiczna.* . . . . Cena 3.50 zł.

Z dziedziny objętej obecnie rozpoczętym cyklem „Bibljoteka zagadnień z wojny chemicznej" ukazały się dotychczas następujące prace:

Karol Moureu. *Chemja i wojna, nauka i przyszłość.* Tłumaczył T. Zieleniewski, podpułkownik Szt. Gen. Wojskowy Instytut Naukowo-Wydawniczy, Warszawa 1924 . . . . Cena 3.20 zł.

Prof. dr. Włodzimierz Lindeman. *Toksykologja chemicznych środków bojowych.* Wojskowy Instytut Naukowo-Wydawniczy, Warszawa 1925 . . . . . Cena 13 zł.

Tom I. Kapitan inż. Tadeusz Kaluski. Krótki zarys chemji gazów i dymów bojowych. . . . . Cena 1.20 zł.

Tom II. Podpułkownik S. G. Walery Jasiński. Taktyczne użycie broni chemicznej. Cena 1.30 zł.

Tom III. Stefan Hasek-Hasko. Wskazówki metodologiczne w zastosowaniu do praktyki wojennej.

Tom IV. Kapitan Kazimierz Rudnicki. Obrona przeciwchemiczna. . . . . Cena 3.50 zł.

Z dziedziny objętej obecnie rozpoczętym cyklem „Biblioteka zagadnień z wojny chemicznej" ukazały się dotychczas następujące prace:

Karol Maurer. Chemja i wojna, nauka i przyszłość. Tłumaczył T. Zieleniewski, podpułkownik Szt. Gen. Wojskowy Instytut Naukowo-Wydawniczy, Warszawa 1924 . . . . . Cena 3.20 zł.

Prof. dr. Włodzimierz Lindeman. Toksykologja chemicznych środków bojowych. Wojskowy Instytut Naukowo-Wydawniczy, Warszawa 1925 . . . . . Cena 15 zł.

BIBLJOTEKA ZAGADNIEŃ Z WOJNY CHEMICZNEJ

TOM III

Okręgowa Szkoła Weterynaryjna
W KRAKOWIE

WSKAZÓWKI METEOROLOGICZNE

W ZASTOSOWANIU DO PRAKTYKI WOJENNEJ

OPRACOWAŁ

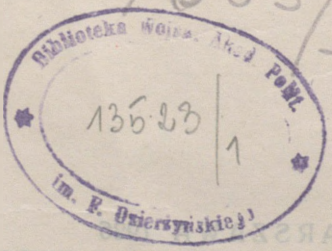
STEFAN HŁASEK-HŁASKO

B. DYREKTOR OBSERWATORJUM METEOROLOGICZNEGO W PAWŁOWSKU
I OBSERWATORJUM GEOFIZYCZNEGO W TYFLISIE

WARSZAWA 1926
WOJSKOWY INSTYTUT NAUKOWO-WYDAWNICZY

WSZELKIE PRAWA PRZEDRUKU I PRZEKŁADU
ZASTRZEŻONE.

Zakład dla
7633/I



D. S. G. Nr. 372. 2000. 8.I 26.

SPIS RZECZY.

Str.

Przedmowa 1
Wstęp 3
Temperatura powietrza i jej pomiary . . . 6
Ciśnienie powietrza i jego pomiar . . . 18
Zawartość pary wodnej w atmosferze czyli wilgotność i jej pomiary 26
Ruch powietrza czyli wiatr 37
Meteorologja synoptyczna 59
Krótki zarys klimatu ziem polskich oraz państw ościennych 72
Najprostsze obserwacje aerologiczne oraz ich zastosowanie w praktyce wojskowej . . 107

SPIS RZECZY

Przedmowa 1
Wstęp 3
Temperatura powietrza i jej pomiary 6
Ciśnienie powietrza i jego pomiar 18
Zawartość pary wodnej w atmosferze czyli wilgotność i jej pomiary 26
Ruch powietrza czyli wiatr 37
Meteorologia synoptyczna 59
Krótki zarys klimatu ziem polskich oraz państw ościennych 72
Najprostsze obserwacje aerologiczne oraz ich zastosowanie w praktyce wojskowej 107

PRZEDMOWA.

W niniejszej książeczce staraliśmy się wyłożyć, w sposób popularny, główniejsze zasady meteorologji niezbędne dla każdego oficera przy obecnym rozwoju sztuki wojennej.

Chodziło nam głównie o to, aby przy omówieniu elementów meteorologicznych, mających bezpośredni związek z praktyką wojenną, zwrócić jednocześnie uwagę czytelnika na niektóre ważniejsze zjawiska w atmosferze, z któremi bezwzględnie liczyć się potrzeba przy zastosowaniu tego lub innego rodzaju broni. Kładliśmy przytem większy nacisk na zastosowanie meteorologji w walce chemicznej, z uwagi na jej zastosowanie w przyszłych działaniach wojennych.

Najprostsze obserwacje wyższych warstw atmosfery niezbędne dla lotników i artylerzystów, jako pilotaż i sposoby określenia wiatru balistycznego są też szczegółowo uwzględnione. Krótki zarys klimatologji ziem polskich, dodany w końcu tej książeczki, będzie może pożądany.

WSTĘP.

Walka chemiczna polegająca na skażaniu powietrza trującemi, duszącemi, lub innemi szkodliwemi gazami, powodującemi czyto natychmiastową śmierć człowieka, czy też jego niezdolność do dalszej walki, jest bardziej niż każdy inny sposób zwalczania przeciwnika zależna od warunków zewnętrznych, gdyż skuteczność jej zależy w wysokiej mierze od ruchu mas powietrznych, który może być sprzyjający lub nieodpowiedni w każdym z danych poszczególnych wypadków.

Dlatego też zapoznanie się z właściwościami i zjawiskami atmosferycznemi jest w czasie obecnym niezbędne dla każdego oficera, bowiem tylko posiadając dostateczną umiejętność określania, zapomocą odpowiednich badań stanu atmosfery i przewidywania jego skutków, będzie on w stanie zdawać sobie należycie sprawę z tego, kiedy i jak działanie lub obrona chemiczna mają być prowadzone.

Naukę zajmującą się badaniem zjawisk i zmian w atmosferze ziemi nazywamy meteorologją. Nauka ta prowadzi swe badania w dwóch głównych kierunkach, z których każdy dąży do rozwiązania licznych zagadnień jemu właściwych. Zadaniem pierwszego jest badanie klimatów na naszej kuli ziemskiej oraz przyczyn powodujących ich rozmaitość. Tę gałęź meteorologji nazywamy „klimatologja".

Zadaniem drugiego jest badanie **codziennych** zmian w atmosferze, t. j. pogody, jak wyrażamy się w życiu potocznem. Tę drugą gałąź meteorologji nazywamy „meteorologją synoptyczną", a głównem jej i ostatecznem zadaniem jest przewidywanie mających nastąpić zjawisk i zmian w atmosferze, na dłuższy lub krótszy okres czasu, czyli — **przewidywanie pogody.**

Atmosfera ziemi. Atmosfera ziemi jest mieszaniną (nie chemicznym związkiem) różnych gazów, z których wymienimy tylko główne, gdyż inne wchodzą w skład atmosfery w tak nieznacznej ilości, że mogą być pominięte.

Skład atmosfery **suchej** jest następujący.

Azot	78%	objętości
Tlen	21%	„
Argon	0,9%	„
Wodór , ...	0,01%	„
Kwas węglowy około	0,03%	„

ilość ta jest zmienna.

Oprócz tych gazów w atmosferze znajduje się jeszcze pewna ilość pary wodnej, zmieniająca się w przestrzeni i czasie. Ilość pary wodnej waha się od prawie 1% objętości, przy najniższych temperaturach zimy biegunowej, do 4%.

Wymieniony skład i odsetki objętości tyczą się tylko niższych warstw atmosfery. W wyższych warstwach skład atmosfery stale się zmienia z wysokością, w ten sposób, że gazy cięższe, jak tlen i azot, stopniowo znikają, ustępując gazom lżejszym, tak że już od 100 km wysokości atmosfera ziemi składa się przeważnie z wodoru. Jest duże prawdopodobieństwo, że na wysokościach przewyższajacych 200 km wodór zaczyna powoli znikać, ustępując jeszcze lżejszemu gazowi hipotetycznemu, który obecnie nazywamy „geokoronjum".

Warstwa atmosfery, w której właściwie odbywa się to, co nazywamy zmianą pogody, jest dość szczupła; jej średnia grubość wynosi zaledwie około 12 km, licząc od powierzchni morza. Tę dolną warstwę naszej atmosfery nazywamy „**troposferą**".

Wziąwszy pod uwagę, że średnica kuli ziemskiej wynosi około 12.000 km, możemy powiedzieć, że grubość troposfery stanowi tylko około 0,001 średnicy ziemi. Poglądowo ten stosunek da się przedstawić następująco: jeżeli weźmiemy globus o średnicy jednego metra, to troposfera na nim byłaby cieniutką warstwą grubości jednego milimetra.

Nad troposferą znajdujemy drugą warstwę, różniącą się zasadniczo od troposfery. Warstwa ta, składająca się przeważnie z azotu, nazywa się „**stratosferą**" — nie podlega ona zmianom pogody. Stan atmosfery w stratosferze jest mniej więcej stały. Oprócz wprawdzie bardzo silnych wiatrów nie znajdujemy tam np.: powstawania chmur i wogóle kondensacji pary wodnej ani połączonych z tym procesem zjawisk. Stratosfera dosięga wysokości około 70 km nad powierzchnią morza.

Meteorologja ogranicza się więc dziś przeważnie do badania troposfery. My zaś zajmiemy się tu głównie najniższemi jej warstwami, odgrywającemi najważniejszą rolę w walce chemicznej. Będziemy wszakże zmuszeni poświęcić nieco uwagi i wyższym warstwom troposfery, przy rozpatrywaniu w ogólnych zarysach sposobów przepowiadania pogody.

Chwilowy stan niższej atmosfery zależy od szeregu współczynników, które nazywamy: „**elementami meteorologicznemi**". Elementów takich rozróżniami siedem — a mianowicie:

temperatura atmosfery, t. j. powietrza
ciśnienie „ „ „
wilgotność „ „ „

opady i zachmurzenie
wiatry
zjawiska elektryczne w atmosferze
zjawiska optyczne „ „

Z wymienionych elementów meteorologicznych rozpatrzymy przeważnie te, które odgrywają główną rolę w walce chemicznej, o innych wspominając tyle tylko, ile one przyczyniają się do przewidywania pogody.

TEMPERATURA POWIETRZA I JEJ POMIARY.

Temperaturę powietrza mierzymy zapomocą termometru rtęciowego lub alkoholowego. Termometry używane w meteorologji posiadają podziałkę **stustopniową**, zatem są to termometry **Celsiusza**, systemu polegającego na tem, że różnica wysokości słupka rtęciowego (alkoholowego) w termometrze, przy temperaturze wrzenia wody i temperaturze jej zamarzania podzielona jest na 100 równych części. Każdą taką część nazywamy stopniem. Każdy stopień w termometrach meteorologicznych podzielony jest na 5 części, odpowiadających $0{,}2^0$ (jednego stopnia). Jeżeli słupek rtęci w termometrze nie sięga ściśle do której bądź z tych podziałek, należy ocenić wtedy części mniejsze niż 0,2.

Każdy termometr powinien być sprawdzony, to znaczy powinien posiadać poprawki, które należy uwzględniać. Odczytywanie termometru powinno odbywać się szybko dla uniknięcia nagrzewania termometru, powodowanego przez promieniowanie ciała obserwatora. W tym celu należy zauważyć najpierw części dziesiętne, a następnie dopiero całe stopnie (patrz rysunek 1).

Każdemu znany jest proces miejscowego nagrzewania powietrza pod wpływem promieni słonecznych we dnie, a miejscowego ochładzania w ciągu nocy.

Te zmiany temperatury powietrza powtarzają się prawie codziennie i szczególnie wybitne bywają w czasie dni pogodnych, t. j. przy niebie niezachmurzonem i słabym wietrze. Ze wschodem słońca powietrze szybko ogrzewa się, osięgając swą najwyższą, czyli **maksymalną temperaturę**, między 14 — 15 godziną; ku wieczorowi temperatura zaczyna pomału spadać, robi się coraz chłodniej, zaś w nocy, szczególnie nad ranem, przed wschodem słońca, powietrze dosięga swej najniższej temperatury, tak zwanej **temperatury minimalnej. Skrajne** te temperatury powietrza w ciągu doby nie dają się uchwycić zapomocą spostrzeżeń wyrażanych zwykłemi termometrami meteorologicznemi. Dla zanotowania skrajnych temperatur posiadamy termometry odrębnej konstrukcji. Termometr wskazujący najwyższą temperaturę w ciągu doby jest rtęciowy i nazywa się **termometrem maximum**, termometr wskazujący najniższą temperaturę jest alkoholowy i nosi nazwę **termometru minimum.**

Termometr maximum tem tylko różni się w swojej konstrukcji od zwykłego termometru rtęciowego, że słupek rtęci po dosięgnięciu najwyższej temperatury i przy następującej wślad za tem zniżce, przerywa się u dołu i traci swą łączność z rtęcią znajdującą się w zbiorniku termometru. Wskutek tego słupek rtęci pozostaje na miejscu a jego najwyższy koniec wskazuje temperaturę najwyższą. Przerywanie słupka można uskutecznić rozmaitemi sposobami — nadając odpowiedni kształt rurce włoskowatej termometru u dołu, albo też wprowadzając do niej cieniutki pręcik szklany, w miejscu jej połączenia ze zbiornikiem. Pręcik taki przylutowywuje się do dolnej ścianki (dna) zbiornika jednym końcem, potem przechodzi on przez wnętrze zbiornika i wchodzi górnym końcem do włoskowatej rurki termometru. W tem miejscu właśnie słupek przerywa się przy rozpoczynającej się zniżce temperatury.

Po dokonaniu spostrzeżenia, niezbędnem jest połączenie na nowo słupka z rtęcią znajdującą się w zbiorniku, co się da łatwo uskutecznić zapomocą paru lekkich wstrząśnień. Po wstrząśnięciu, termometr powinien wskazywać temperaturę powietrza danej chwili. Termometry maximum bywają zwykle podzielone tylko na 0,5 stopnia; pośrednie części dziesiętne należy oceniać.

Termometr minimum (alkoholowy) ma także podziałkę półstopniową. Aby zwiększyć powierzchnię zbiornika, daje mu się kształt widełek, ułatwiając przez to zawartej w zbiorniku cieczy przejęcie temperatury powietrza otaczającego zbiornik (patrz rysunek 2).

W słupku alkoholowym termometru pływa szklany pręcik, zabarwiony na ciemno. Pręcik ten nie może się wydostać nazewnątrz słupka alkoholowego, gdyż u góry słupka, na samym jego końcu wskutek napięcia powierzchniowego powstaje zawsze jakby cienka błonka, stawiająca opór pręcikowi. Jeżeli pręcik dotyka owej błonki, to przy zniżającej się temperaturze powietrza będzie on, wraz z nią (końcem słupka cieczy) zbliżał się ku zbiornikowi tak długo, póki nie nastąpi najniższy moment temperatury powietrza. Pamiętając, że termometr minimum umieszcza się zawsze w położeniu poziomem, jasne jest, że z chwilą zwyżki temperatury, koniec słupka cieczy oddali się od pręcika, a pręcik pozostaje w miejscu, które zajmował w czasie temperatury najniższej, zaś **koniec jego bardziej od zbiornika oddalony** wskaże nam żądaną najniższą temperaturę. Po dostrzeżeniu, nachylamy termometr minimum ku górze, aby przesunąć pręcik do zetknięcia się z powierzchnią (błonką) cieczy.

Zwykłe termometry umieszcza się w położeniu pionowem, zaś termometry maximum i minimum, w położeniu poziomem. Termometry umieszczamy w specjalnej klatce. Klatka ta przedstawia zamkniętą ze wszystkich stron skrzynkę drewnianą z podwójnym pochyłym

daszkiem i ściankami z podwójnych żaluzyj. Klatka wymalowana na biało stoi na czterech słupkach wkopanych w ziemię, a wysokość tych słupków dobiera się tak, aby zbiorniki termometrów znajdowały się na wysokości dwóch metrów nad powierzchnią ziemi. Drzwiczki klatki powinny być zwrócone ku północy, aby promienie słoneczne nie mogły, przy otwieraniu drzwiczek w czasie obserwacyj, padać na termometry.

Wybór miejsca dla obserwacyj jest rozstrzygający dla prawidłowych pomiarów temperatury powietrza. Miejsce to powinno być otwarte, dostępne dla przewiewów powietrza i niepodlegające żadnym pobocznym wpływom promieniowania. Powinno ono rzeczywiście pod względem temperatury charakteryzować całą szerszą okolicę. **Wszelkie ulepszenia tak obserwacyj jak doboru instrumentów pozostaną bezskuteczne, jeśli miejsce zostało nieodpowiednio wybrane.**

Najdokładniejsze jednak wyniki wyznaczania temperatury daje zastosowanie sztucznej wentylacji. Ponieważ przyrządy tego rodzaju służą jednocześnie do pomiarów temperatury i wilgotności powietrza, bliższe wiadomości o nich podajemy przy omawianiu pomiarów wilgotności.

Prócz wymienionych przyrządów zastosowanych do bezpośrednich obserwacyj, posiadamy jeszcze przyrządy samopiszące. Przyrząd samopiszący wykreśla w sposób ciągły krzywą linję przebiegu temperatury powietrza. Przyrządy samopiszące stosujemy także do innych elementów meteorologicznych (ciśnienie atmosfery, wilgotność). Wszystkie one noszą pewne wspólne cechy, które opiszemy w tem miejscu, aby uniknąć powtarzania opisu przy każdym zosobna.

Przyrządy samopiszące posiadają:

a) organ czuły, zmieniający swój kształt jednocześnie ze zmianą danego elementu meteorologicznego;

te zniekształcenia organu czułego bywają zwykle bardzo małe;

b) pewną ilość dźwigni, służących do powiększenia ruchu spowodowanego zniekształceniem organu czułego, działających na pióra przeznaczone do kreślenia tego ruchu;

c) mechanizm zegarowy poruszający proporcjonalnie do czasu i równolegle do pewnego kierunku kawałek papieru, na jakim pióro wykreśla krzywą ciągłą, przedstawiającą przebieg elementu meteorologicznego, t.j. jego zmiany z biegiem czasu.

Nie każdy organ czuły zniekształca się równomiernie (proporcjonalnie) do zmiany odpowiedniego elementu meteorologicznego, dlatego też dźwignie powiększające powinne być w takich wypadkach zbudowane tak, aby jednocześnie przekształcały ruch spowodowany zniekształceniem, w ruch równomierny (proporcjonalny) do zmian elementu meteorologicznego. Naogół więc, system dźwigni w różnych przyrządach bywa rozmaity.

Natomiast mechanizm zegarowy i sposób umieszczenia papieru mogą być jednakowe we wszystkich przyrządach samopiszących. Najczęściej nawijamy papier naokoło wału (bębna) obracanego dokoła osi pionowej przez mechanizm zegarowy, umieszczony wewnątrz wału. Pióro, stale dotykające papieru, pod wpływem działania dźwigni połączonych z organem czułym, odbywa ruch do góry i na dół, w miarę zmian zachodzących w danym elemencie meteorologicznym.

Pełnego obrotu dokonywa wał zwykle w 8 dni, a w niektórych bardziej dokładnych przyrządach w ciągu jednej doby. Z połączenia obu tych ruchów (papieru wraz z wałem i pióra), powstaje linja krzywa, która właśnie podaje wykres przebiegu danego elementu meteorologicznego.

Na papierze znajdują się linje poziome w odstępach odpowiadających jednostkom, w których wyrażamy dany element (stopnie, milimetry i t. d.) oraz łuki pionowe, podające czas w odstępach co dwie godziny, lub częściej.

Takie są ogólne cechy przyrządów samopiszących.

Przyrząd zapisujący przebieg temperatury nazywamy „termografem". — W termografie organem czułym jest wygięta rurka metalowa, o płaskim przekroju eliptycznym, szczelnie zamknięta i wypełniona alkoholem. Jest to tak zwana rurka Bordon'a. Przy nagrzewaniu promień krzywizny rurki zwiększa się, przy oziębianiu zaś powinien się zmniejszać. Jeżeli umocujemy rurkę jednym końcem nieruchomo, to drugi jej koniec wolny, będzie wykonywał przy zmianach temperatury pewien ruch proporcjonalny do tych zmian. Kierunek, w jakim porusza się wolny koniec rurki, wskazany jest strzałką (patrz rysunek 3).

Wspominaliśmy już o zmianach miejscowych temperatury powietrza w ciągu doby; obecnie rozpatrzymy w jaki sposób odbywa się nagrzewanie i oziębianie powietrza. Że przyczyną nagrzewania powietrza są promienie słoneczne, przynoszące ze sobą ciepło, to nie podlega żadnej wątpliwości. Trzeba jednak mieć na uwadze, że promienie słoneczne samego powietrza prawie nie ogrzewają; przechodzą one przez całą grubość atmosfery i dochodzą do powierzchni ziemi bardzo mało tracąc swej energji. Dopiero na powierzchni ziemi rozpoczyna się nagrzewanie, albowiem powierzchnia ta pochłania promienie słoneczne, nagrzewając się wskutek tego. Nagrzewanie rozprzestrzenia się i w głąb ziemi, lecz tam przenika stosunkowo mała część ciepła słonecznego, największa zaś przechodzi przez przewodnictwo od nagrzanej powierzchni ziemi do warstwy powietrza **bezpośrednio** do niej przylegającej. Jakież będą tego następstwa? Wiadomo, że przez nagrzewanie powietrze rozszerza się i przez to staje się lżejsze od powietrza nienagrzanego,

znajdującego się trochę wyżej nad powierzchnią ziemi. Nagrzane cząstki powietrza, jako lżejsze, wznoszą się wskutek tego do góry, a na ich miejsce opuszczają się cząstki powietrza chłodniejsze, które po zetknięciu z ziemią, również zaczynają się nagrzewać i po pewnym czasie wznosić się do góry. W taki sposób powstaje jakgdyby cała masa powietrznych nici, chłodniejszych spuszczających się na dół i cieplejszych, wznoszących się z dołu do góry, mieszających się ze sobą wzajemnie — nagrzewanie powietrza rozprzestrzenia się coraz wyżej. Proces ten trwa dopóty, dopóki temperatura powierzchni ziemi jest wyższa od temperatury powietrza. W miarę wzmagającego się nagrzewania dolnych warstw i słabnącego (po południu) nagrzewania powierzchni ziemi, różnica między temperaturą powietrza i temperaturą powierzchni ziemi stopniowo zmniejsza się i nareszcie znika. Prądy wstępujące i zstępujące przytoczone wyżej i noszące także nazwę **prądów konwekcyjnych**, w tej chwili zanikają u samej powierzchni ziemi. Pod działaniem prądów konwekcyjnych powietrze, na wysokość 2 metrów nad powierzchnią ziemi, dosięga swej najwyższej temperatury około 2—3-ciej godziny po południu.

Wszystko, cośmy tu wyżej powiedzieli, przedstawia wielką wagę w zagadnieniach walki chemicznej. Póki temperatura powierzchni ziemi jest wyższa od temperatury powietrza, to ostatnie jest ciągle przepełnione prądami konwekcyjnemi, w których będzie brał udział i gaz trujący. Jasnem jest, że pod wpływem wymienionych prądów, gaz dość szybko przeniesie się z niskich warstw powietrza do góry i jego stężenie zmniejszy się w wielkim stopniu. Dlatego też w tych godzinach dnia, kiedy słońce nagrzewa powierzchnię ziemi tak silnie, że jej temperatura jest znacznie wyższa od temperatury powietrza, wypuszczanie gazu byłoby prawie bezcelowe. Najmniej odpowiedniemi w tych godzinach będą oczy-

wiście dnie **słoneczne bezwietrzne.** Dnie pochmurne, wykazujące także pewną zwyżkę temperatury powierzchni ziemi nad temperaturą powietrza, lepiej nadają się do walki chemicznej, różnica temperatury bowiem bywa zbyt mała aby wywoływać energiczne prądy konwekcyjne.

O ile, jak widzieliśmy, nagrzana powierzchnia ziemi jest źródłem nagrzewania powietrza, o tyle też oziębiona powierzchnia ziemi jest źródłem oziębiania tegoż. Jak każde ciało nagrzane, tak samo i nagrzana w ciągu słonecznego dnia powierzchnia ziemi wypromieniowuje swe ciepło w przestrzeń. Około godziny 1-ej po południu następuje więc chwila, kiedy ziemia więcej oddaje swego ciepła aniżeli go otrzymuje od słońca i zaczyna z tego powodu oziębiać się. Po zachodzie słońca, jeżeli niema zachmurzenia, ziemia nagrzana jeszcze stosunkowo silnie, stoi bezbronna w obliczu otwartego międzyplanetarnego przestworza i panującej w niem nadzwyczajnie niskiej temperatury, gdyż promienie nagrzanej ziemi przechodzą prawie bez żadnej przeszkody przez naszą atmosferę i ziemia traci swe ciepło w ciągu całej nocy, oziębiając się bardzo silnie. Przy oziębianiu powierzchni ziemi odbywa się proces odwrotny do poprzedniego; przylegające bezpośrednio masy powietrza zaczną się oziębiać przez przewodnictwo, to jest oddawać swe ciepło oziębionej powierzchni ziemi. Skutek tego będzie jednak zupełnie inny aniżeli przy nagrzewaniu. Oziębione powietrze robi się cięższe od powietrza cieplejszego znajdującego się nad niem—niemoże być zatem mowy o jego wzniesieniu do góry. Przeciwnie, z oziębieniem dolnych warstw powietrza równowaga w atmosferze przyjmuje charakter stały; na dole zalegają masy powietrza najzimniejsze i najcięższe, na wysokości zaś powietrze jest coraz cieplejsze. Taki rozkład temperatury z wysokością nazywamy **inwersją**—jest on zupełnem przeciwieństwem rozkładu temperatury we dnie, przy niezachmurzonem niebie.

Opisane zjawisko, odbywające się w nocy, ma również wielkie znaczenie w walce chemicznej. Nocny rozkład temperatury nadzwyczajnie jej sprzyja, gdyż dostatecznie ciężki gaz puszczony w najniższą warstwę ciężkiego powietrza będzie pozostawał w tej warstwie i nawet słabsze wiatry nie przyczynią się znacznie do przenikania gazu do wyższych warstw powietrza. Należy zatem dla walki gazowej wybierać taki czas, kiedy w powietrzu panuje „inwersja". Z tego cośmy powiedzieli, łatwo sądzić, kiedy się jej spodziewać można. Zresztą o istnieniu inwersji można zawsze przekonać się praktycznie — należy tylko zmierzyć, najlepiej zapomocą psychrometru Assman'a (będzie o nim mowa niżej) temperaturę powietrza blisko nad powierzchnią ziemi i na wysokości 2—3 metrów. Inwersja zjawia się nietylko w nocy, ale i na dość długi czas przed zachodem słońca szczególnie w zimie, jeżeli warunki sprzyjały jej powstawaniu. Cienka warstwa chmur wysokich, które nazywamy **„pierzastemi"**, mało przeszkadza powstawaniu inwersji, natomiast przy ciężkich chmurach, zasłaniających ciągłą warstwą niebo, inwersja nigdy nie powstanie, takie chmury bowiem nie przepuszczają promieni cieplnych ziemi w przestworza. Ani ziemia, ani powietrze znajdujące się pomiędzy chmurami i jej powierzchnią nie oziębiają się wskutek tego w znacznej mierze.

Dlatego też, np. w zimie największe mrozy panują w tych okresach, kiedy długie noce zimowe przez dłuższy czas były jasne lub z niewielkiem zachmurzeniem. Wogóle w zimie inwersje zdarzają się często ze znacznemi różnicami temperatury.

Powierzchnia ziemi dosięga najwyższej swej temperatury około godziny 13, a więc wcześniej niżeli powietrze, którego maximum temperatury przypada na 14—15 godzinę, jak o tem wspomniałem wyżej. Najniższa temperatura powierzchni następuje jednocześnie z naj-

niższą temperaturą powietrza, t. j. około wschodu słońca, a nawet trochę wcześniej. Dla porównania przebiegu dobowego temperatury powierzchni ziemi i temperatury powietrza na wysokości około 2 metrów nad powierzchnią, przytaczamy średnie temperatury dla miesięcy zimowych (grudzień—luty) i letnich (czerwiec—sierpień) w Tyflisie.

ZIMA

Godziny	1	3	5	7	9	11	13	15	17	19	21	23
Ziemia	0.2	−0.2	−0.5	−0.8*	3.0	10.3	13.2	10.9	4.3	1.9	1.2	0.6
Powietrze	1.5	1.1	0.8	0.5*	2.0	4.6	6.6	7.3	5.6	3.8	2.7	2.1
Różnica	−1.3	−1.3	−1.3	−1.3	1.0	5.7	6.6	3.6	−1.3	−1.9*	−1.5	−1.5

LATO

Ziemia	19.2	18.1	17.6*	23.1	34.7	45.1	49.0	45.4	35.8	26.1	22.3	20.5
Powietrze	18.9	18.0	17.5*	19.4	22.4	24.8	26.3	26.9	26.3	23.8	21.5	20.1
Różnica	0.3	0.1*	0.1	3.7	12.3	20.3	22.7	18·5	9.5	2.3	0.8	0.4

Z powyższej tabliczki widzimy, że rzeczywiście najniższe temperatury następują jednocześnie, a najwyższa temperatura ziemi o godzinie 1 po południu, powietrza zaś o godz. 3 po południu. Dalej widzimy z tabliczki, iż nie zważając na to, że dnie są wzięte bez wyboru, t. j. pochmurne i jasne, inwersje panujące w zimie występują jasno nawet w średnich cyfrach. W nocnych, porannych i wieczorowych godzinach znajdujemy temperatury powietrza wyższe niż temperatury ziemi. W letnich miesiącach znowu wpływ inwersji zaciera się i temperatury nocne mało się różnią między sobą.

Ze wszystkiego, co tu zostało dotychczas powiedziane, widzimy, że rozstrzygający wpływ na temperaturę powietrza wywiera temperatura powierzchni ziemi. Lecz powierzchnia ziemi jest bardzo urozmaicona. Mamy na powierzchni ziemi przestrzenie wodne, piaszczyste, łąki, błota, lasy i t. d.

Zachodzi pytanie, czy wszystkie te przestrzenie nagrzewają się jednakowo przy jednakowych warunkach promieniowania słonecznego? Każdy odpowie, że tak nie jest. Jeżeli więc powierzchnie o różnym charakterze nie nagrzewają się w jednakowym stopniu przy jednakowych warunkach, to musimy stąd wnioskować, że nagrzewanie powietrza nad niemi będzie też niejednakowe i mogą zachodzić wypadki, kiedy temperatury powietrza nad obszarami sąsiadującemi będą różne. Te różnice temperatury nad sąsiadującemi miejscowościami mają też ważne znaczenie przy prowadzeniu walki chemicznej i dlatego nie powinniśmy ich pomijać.

Tego rodzaju różnice temperatury najbardziej dają się odczuwać w pobliżu wielkich przestrzeni wodnych. Nad jeziorem np. promienie słoneczne ogrzewają wodę, na wybrzeżach zaś suchy grunt. Woda ma wielką pojemność cieplną, t. zn. że pewna ilość wody, wyrażona np. w kilogramach potrzebuje wchłonąć w siebie bardzo dużo ciepła zanim jej temperatura zwiększy się o jeden stopień; ziemia zaś, osobliwie sucha wzięta w tej samej ilości, potrzebuje na to 3—5 razy mniej ciepła, nagrzewa się zatem przy jednakowem działaniu promieni słonecznych o tyleż stopni więcej niż woda. Są jeszcze inne przyczyny powodujące małe nagrzewanie wody, nie będziemy się jednak nad niemi tu zatrzymywali.

W każdym razie we dnie, w ciągu których słońce jednakowo oświeca i powierznię wodną i grunt, powietrze nad wodą i nad gruntem będzie posiadało temperatury różne. Cały słup powietrza nad wodą będzie zimniejszy niżeli nad ziemią. Zjawisko to występuje tem silniej, im wiatr w ciągu dnia był słabszy.

Odwrotnie rzecz się ma w nocy, osobliwie jeżeli noc ta jest jasna. Przy jednakowej nawet utracie ciepła z powierzni wody i ziemi, powierzchnia wody niemniej przeto oziębia się o mniejszą ilość stopni, dlatego właś-

nie, że ma większą pojemność cieplną, suchy zaś grunt oziębi się daleko silniej, więc i powietrze nad wodą będzie w nocy cieplejsze niżeli nad ziemią. Takie same różnice temperatury powstają nad różnorodnemi gruntami. Grunt piaszczysty nagrzewa się silniej aniżeli błotnisty; rola silniej od łąki; w lesie powietrze także będzie we dnie chłodniejsze niż nad polaną i t. d. Najsilniej nagrzewa się powierzchnia piaszczysta, ale też najwięcej i oziębia się. Najmniej nagrzewają się bagna, wogóle powierzchnie wilgotne. W rezultacie przy czystem niebie i słabym wietrze we dnie, słup powietrza nad gruntem jest cieplejszy niż nad wodą, nad suchym gruntem cieplejszy niż nad łąką, nad polaną cieplejszy niż w lesie, nad piachami cieplejszy niż nad innemi rodzajami gruntu. W nocy rzecz ma się przeciwnie.

Ze wszystkiemi temi warunkami, spowodowanemi przez nie zmianami w prądach konwekcyjnych oraz w wilgotności powietrza, należy się liczyć w walce chemicznej. O bardzo ważnem zjawisku, zwykle towarzyszącem wymienionym różnicom miejscowej temperatury, a mianowicie o powstających przytem wiatrach miejscowych, pomówimy później. Teraz zwrócimy się ku różnicom temperatury powietrza spowodowanym nierównościami gruntu, mającemi tak samo znaczenie praktyczne w walce chemicznej.

Nierówności gruntu wywołują szczególnie wielkie różnice temperatury w nocy, przy niebie niezachmurzonem. Wszelkie zbocza gór, pagórków i t. p. oziębiają się w tych warunkach bardzo znacznie. Powstająca nad niemi warstwa zimnego, ciężkiego powietrza zaczyna staczać się w dół, po zboczu, na dno niziny. Taki spad powietrza rozpoczyna się z wieczora i trwa przez całą noc, jeżeli niebo wciąż pozostaje niezachmurzone i może być w odpowiedni sposób wyzyskany w walce chemicznej. Nad ranem nizina jest wypełniona zimnem, ciężkiem powietrzem,

im. H. Dzierzyńskiego

nad którem zalegają masy powietrza ciepłego. Nawet przy dość znacznych wiatrach ten rozkład utrzymuje się.

Z temperaturą zmienia się oczywiście i gęstość powietrza. Oziębione o 2^0—3^0 powietrze jest już o $1^0/_0$ gęstsze i cięższe niż przy temperaturze poprzedniej. Może zatem nastąpić np. taki wypadek, że z rana, kiedy zamknięta nizina jest wypełniona ciężkiem gęstem powietrzem, wiatr niosący z sobą powietrze cieplejsze i lżejsze przejdzie ponad niziną, wcale do niej niezstępując. Obecność gazu trującego w należytem stężeniu w powietrzu, zwiększa jego gęstość stosunkowo nieznacznie, tak, że mieszanina gazu i powietrza, niesiona wiatrem, przeszłaby też w wielu wypadkach ponad niziną, wcale do niej nie schodząc. Nie możemy tu oczywiście rozpatrywać szczegółowo rozmaitych mogących zajść wypadków i sposobów walki chemicznej, których należy używać przy różnicach temperatury wywołanych nierównościami powierzchni ziemi, albowiem nie jest to naszem zadaniem; chcielibyśmy tylko zwrócić uwagę na ich znaczenie w praktyce bojowej.

Kończąc rozdział poświęcony temperaturze powietrza, należy dodać, że naogół temperatura naszej atmosfery spada z wysokością; średnia zniżka temperatury wynosi około $0{,}5^0$ na każde 100 metrów. Ten spadek trwa jednak tylko średnio do wysokości 12.000 metrów, t. j. do granicy **troposfery**. Na tej granicy temperatura waha się około 60^0 niżej zera, posuwając się wyżej, t. j. wkraczając już w dziedzinę **stratosfery**, dalszego spadku temperatury nie znajdujemy więcej, przeciwnie, okazuje się częstokroć, że temperatura zaczyna wzrastać.

CIŚNIENIE POWIETRZA I JEGO POMIAR.

Powietrze, jak każde inne ciało posiada pewien ciężar zależny od wszystkich gazów wchodzących w skład atmosfery. Wskutek tego wywiera ono na powierzchnię

ziemi pewne ciśnienie. Jeżeli wybierzemy inną powierzchnię, leżącą nad poziomem ziemi, to na tę powierzchnię nie będzie już naciskał ciężar całej atmosfery, lecz tylko jej części, znajdującej się nad wybraną powierzchnią. Stąd wynika, że ciśnienie powietrza zmniejsza się z wysokością.

Do pomiarów ciśnienia atmosfery służy barometr rtęciowy. Działanie barometru polega na następującem doświadczeniu. Bierzemy rurkę szklaną, długości około jednego metra, zamkniętą z jednego końca i napełnioną rtęcią, zatykamy ją szczelnie palcem, odwracamy dnem do góry i opuszczamy do naczynia z rtęcią tak, aby dolny jej koniec zanurzył się w rtęci. Jeżeli teraz usuniemy palec, to zauważymy, że rtęć pocznie wyciekać z rurki do naczynia i w górnej części rurki powstanie próżnia. Po niejakim czasie jednak rtęć zatrzyma się na pewnej wysokości i przestanie zupełnie wyciekać z rurki do naczynia.

Przyczyną wstrzymania dalszego odpływu rtęci jest właśnie ciśnienie powietrza wywierane na powierzchnię rtęci w naczyniu i usiłujące wgnieść rtęć z naczynia do wnętrza rurki. Usiłowaniu temu przeciwdziała naturalnie ciężar słupa rtęciowego, znajdującego się w rurce. Odpływ rtęci z rurki do naczynia przerwie się z chwilą, gdy te dwie przeciwdziałające siły zrównają się jedna z drugą.

Należy zauważyć, że ciśnieniu (ciężarowi) powietrza przeciwdziała istotnie **tylko** waga słupa rtęciowego, gdyż nad nim w rurce panuje próżnia i słup rtęci nie podlega działaniu żadnej pobocznej nań siły.

Dość byłoby zwiększyć np. sztucznie ciśnienie na powierzchni rtęci w naszem naczyniu, aby się przekonać, że pewna ilość rtęci wejdzie z naczynia do rurki, dopóki słup nie dosięgnie wysokości, przy której jego ciężar zrównoważy się ze zwiększonem ciśnieniem na powierzchni rtęci w naczyniu.

Odwrotne zjawisko nastąpi, jeżeli ciśnienie na powierzchnię rtęci w naczyniu sztucznie zmniejszymy. Widzimy więc, że rurka z rtęcią sporządzona w ten sposób, reaguje na zmiany ciśnienia i że przy wzrastającem ciśnieniu słup rtęci rośnie, przy zmniejszaniu zaś ciśnienia maleje. Taki przyrząd nazywamy **barometrem.**

Moglibyśmy oczywiście każdorazowe ciśnienie powietrza odpowiadające danej wysokości słupa rtęciowego wyrażać w jednostkach ciężaru, np. w kilogramach na centymetr kwadratowy, dający się zawsze wyliczyć znając wysokość słupa, jego średnicę i ciężar właściwy rtęci, jednakże o wiele praktyczniej jest określać panujące ciśnienie, mierząc tylko wysokość słupa od powierzchni rtęci w naczyniu i wyrażając je w milimetrach. Sposób ten jest ogólnie przyjęty w meteorologji.

Łatwo przekonać się, że wysokość słupa w barometrze podlega ciągłym zmianom; różnice wysokości dosięgają 40 milimetrów i więcej, co świadczy o ciągłej zmianie ciśnienia atmosferycznego.

Wiemy także, że jednocześnie w różnych miejscowościach panują różne ciśnienia. Średnia wysokość słupa barometrycznego w Europie i na poziomie morza wynosi około 760 mm. Z tej przyczyny mówimy wprost, że średnie ciśnienie w Europie wynosi około 760 mm. Wogóle wyrażamy ciśnienie w milimetrach, rozumiejąc pod tem wysokość słupa rtęci w barometrze.

Wysokość słupa rtęci w barometrze zależy wszakże nietylko od wysokości ciśnienia atmosferycznego. Rtęć przy zwyżce temperatury rozszerza się, przy zniżce kurczy się, o czem wymownie świadczy każdy termometr. To też i słup rtęci w barometrze zmienia swą wysokość w zależności od temperatury otaczającego powietrza. Jeżeli umieścimy dwa jednakowe barometry na jednej i tej samej wysokości, w dwóch sąsiednich salach, to możemy być pewni, że ciśnienie atmosferyczne wywierane

na oba barometry jest zupełnie jednakowe. Barometry musiałyby więc wskazywać jednakowe ciśnienie, to jest jednakową wysokość obu słupów rtęci. Jeżeli jednak w jednej sali napalono w piecu i jest ciepło, a w drugiej panuje chłód, to przekonamy się, że w sali ciepłej barometr wskaże wyższe ciśnienie niżli barometr w sali chłodnej. Widzimy więc, że dla stwierdzenia różnicy ciśnienia w dwóch różnych miejscach, nie możemy się ograniczyć tylko do wskazań bezpośrednich znajdujących się tam barometrów, lecz musimy także brać w rachubę temperaturę otaczającego barometr powietrza, czyli temperaturę samego barometru. Innemi słowy, musimy obliczyć, jakie byłyby ich wskazania, gdyby barometry posiadały jednakową temperaturę. Nazywamy to sprowadzaniem albo redukcją do jednej temperatury.

Wszystkie barometry sprowadza się do temperatury 0^0. Znaczy to, że obliczamy, jakie ciśnienie wskazywałyby barometry znajdujące się w różnych miejscowościach, jeżeliby wszystkie posiadały temperaturę równą 0^0. W celu tej redukcji barometrów do 0^0, obliczono specjalne tablice, dające nam poprawki, wyrażone w milimetrach, które należy uwzględniać przy różnych temperaturach, jakie posiadają barometry. Dlatego też każdy barometr zaopatrzony jest w termometr, wskazujący jego temperaturę. Przystępując do pomiaru ciśnienia, **należy zawsze najpierw odczytać termometr**, aby uprzedzić zmianę jego wskazania pod wpływem ciepła ciała obserwatora, podczas trwającego dość długo pomiaru ciśnienia. Oczywiście poprawki w tablicach będą ujemne dla wszystkich barometrów posiadających temperaturę wyżej 0^0, a dodatnie dla barometrów o temperaturze niżej 0^0.

Powietrze porusza się zawsze od miejscowości, nad którą panuje większe ciśnienie, ku miejscowościom z ciśnieniem mniejszem, jeżeli obie znajdują się na jednakowej wysokości, licząc od poziomu morza. Dla przepo-

wiedni kierunku wiatru i wogóle pogody, jest więc warunkiem pierwszej wagi wiedzieć, gdzie na jednakowych wysokościach nad poziomem morza panuje większe a gdzie mniejsze ciśnienie. Widzieliśmy, że ciśnienie zmniejsza się z wysokością. Stacje meteorologiczne dokonywujące pomiarów ciśnienia powietrza, rozsiane po całym kraju jako sieć meteorologiczna, nie leżą oczywiście na jednej i tej samej wysokości nad poziomem morza. Jedne są położone wysoko, naprzykład Zakopane (900 metrów nad poziomem morza), inne znowu nisko, jak np. Gdańsk. Wskazania barometru w Zakopanem będą zawsze niższe od wskazań w Gdańsku, nie zważając na redukcję do 0^0. Z tego wszakże bynajmniej wnioskować nie można, że masy powietrza powinny poruszać się ciągle od Gdańska ku Zakopanemu. Trzebaby nam było przedewszystkiem wiedzieć albo — jakie ciśnienie panuje nad Gdańskiem na wysokości równej wysokości Zakopanego — albo, jakieby ciśnienie panowało w Zakopanem jeżeliby Zakopane leżało na jednakowej wysokości z Gdańskiem. **Porównywując dopiero te sprowadzone do jednej wysokości ciśnienia,** moglibyśmy sądzić cośkolwiek o przymusowym ruchu mas powietrznych. Dla przepowiedni pogody musimy zatem wszystkie ciśnienia dostarczane z różnych stacyj meteorologicznych najpierw sprowadzić do jednakowej wysokości, t. j. obliczyć jakie ciśnienia wskazywałyby barometry, jeżeliby wszystkie stacje leżały na jednakowej wysokości nad poziomem morza. Jaką z tych wysokości obierzemy, jest to oczywiście obojętne. Umówiono się sprowadzać (redukować) wszystkie ciśnienia właśnie do poziomu morza.

Specjalne tablice ułatwiają nam znalezienie odpowiednich poprawek, wyrażonych w milimetrach. Rozumie się, że poprawki znalezione dla punktów leżących nad poziomem morza będą dodatnie, zaś dla leżących niżej tego poziomu (są bowiem i takie miejscowości) — ujemne.

Zdawałoby się, że po dodaniu dwóch wyżej wymienionych poprawek do bezpośrednich wskazań barometrów, możemy nieomylnie sądzić o rozkładzie ciśnienia w kraju i wyprowadzać stąd odpowiednie wnioski tyczące się ruchu mas powietrznych. W rzeczywistości jednak tak nie jest. W barometrach, jak wiemy, waga słupa rtęciowego zrównoważona jest ciśnieniem (wagą) powietrza. Jednakowoż waga jednej i tej samej ilości rtęci nie jest jednakowa na całej powierzchni kuli ziemskiej. Przyczyną tego jest zmienność siły ciążenia naszej ziemi.

Na biegunach siła ciążenia jest największa i zmniejszając się stopniowo ku równikowi, t. j. z szerokością geograficzną, osięga na nim swą najmniejszą wartość. Dlatego też i waga jednakowych ilości rtęci zmniejsza się stopniowo od biegunów do równika.

Weźmy założenie tego rodzaju, że na biegunie i na równiku panuje chwilowo **jednakowe ciśnienie**. Oczywiście barometry zredukowane do 0^0 i do poziomu morza nie mogą wskazywać jednakowego ciśnienia, gdyż słup rtęci w barometrze na biegunie, równoważący to ciśnienie, będzie niższy na równiku, albowiem jego rtęć jest cięższa. Wskazania barometrów otrzymalibyśmy wówczas na biegunie niższe, a na równiku wyższe, pomimo jednakowego ciśnienia na obu punktach.

Jak w poprzednich wypadkach, tak i w obecnym, postanowiono sprowadzać wszystkie barometry do jednej szerokości geograficznej, mianowicie do szerokości 45^0. Odpowiednie poprawki, wyrażone również w milimetrach, obliczają się raz na zawsze dla każdej stacji, stosownie do szerokości geograficznej jej położenia.

Z tego, cośmy tu powiedzieli, wynika, że poprawki dla stacyj na szerokościach wyższych od 45^0 będą dodatnie, a dla stacyj na szerokościach niższych—ujemne.

Oprócz trzech wymienionych poprawek, każdy barometr posiada jeszcze poprawkę własną, tak zwaną po-

prawkę **instrumentalną**, wywołaną pewnemi niedokładnościami i usterkami wkradającemi się zawsze przy sporządzaniu barometru. Z tego powodu należy porównywać wszystkie barometry z barometrem normalnym, t. j. barometrem bardziej doskonałej konstrukcji i wykonania. Takie barometry normalne posiada każde państwo mające własną sieć meteorologiczną. Poprawka instrumentalna ma także charakter stały.

Oprócz barometrów rtęciowych, nadających się tylko do obserwacyj bezpośrednich, mamy także przyrządy samopiszące. Przyrząd taki nazywa się **„barografem"** i wykreśla automatycznie ciągłą krzywą przebiegu ciśnienia powietrza z biegiem czasu. Jako organ czuły służy okrągła płaska puszka, nazwana także muszlą (albo cały szereg takich puszek umieszczonych jedna nad drugą) szczelnie zamknięta, z której zostało wypompowane powietrze. Wieczko puszki, zrobione z falistej cienkiej i sprężystej blachy podtrzymuje resor (sprężyna) umieszczony zwykle wewnątrz puszki dla ochronienia jej od zgniecenia przez ciśnienie powietrza. Przy zwiększeniu ciśnienia wieczko wygina się na dół i resor spręża, przy zmniejszeniu resor rozpręża się a wieczko wygina się ku górze. W ten sposób środek wieczka odbywa ruch pionowy proporcjonalny do zmian ciśnienia, który przenosi się zapomocą systemu dźwigni na pióro, jak w termografie (patrz wyżej), (patrz rysunek 4).

Taką puszkę (muszlę) można też zastosować do obserwacyj bezpośrednich. Wtedy ruch jej przenosimy dźwigniami nie na pióro, ale na wskazówkę z cyferblatem jak w zwykłym zegarze. Cyferblat ma podziałkę w milimetrach ciśnienia. W miarę zwyżki lub zniżki ciśnienia atmosferycznego, wskazówka porusza się na prawo lub na lewo.

Taki **barometr metalowy**, zwany też „aneroidem", ma tę zaletę, że zajmuje bardzo mało miejsca, jest lekki

i nadaje się dobrze do podróży. Są aneroidy wielkości zegarka kieszonkowego. Wskazania jednak tego rodzaju barometrów ulegają często nieprawidłowym zmianom i do regularnych, ścisłych spotrzeżeń używane przeto być nie mogą. Służą one zwykle jako przyrządy pomocnicze, obok barometrów rtęciowych. W podróżach, przy określaniu wysokości, gdzie wymagana ścisłość nie jest wygórowana, przynoszą duży pożytek.

Wspomnieliśmy wyżej o określeniu wysokości zapomocą aneroidu. Rzeczywiście różnicę wysokości między dwoma punktami (miejscowościami) można określić nietylko zapomocą niwelacji, ale także barometrycznie, na tej zasadzie, że wraz z wysokością ciśnienie atmosferyczne zmniejsza się. Jeżeli więc określimy ciśnienie zapomocą barometru lub aneroidu w jakiejś miejscowości położonej nisko nad poziomem morza, np. u podnóża góry, a potem na jej szczycie, to różnica tych dwóch wskazań aneroidu pozwoli nam sądzić o różnicy wysokości między podnóżem i szczytem, gdyż ubywanie ciśnienia w miarę wysokości podlega pewnym ścisłym prawom, na zasadzie których i zapomocą odpowiednich wzorów możemy dość ściśle obliczyć żądaną wysokość.

Zmuszeni jesteśmy ograniczyć się do tych krótkich wzmianek o pomiarach barometrycznych, dodając tylko, że w wypadkach, kiedy różnice wysokości nie są wielkie, dają się one w przybliżeniu obliczyć przyjmując 1 milimetr zniżki lub zwyżki ciśnienia na 10 metrów różnicy wysokości.

Rozkład ciśnienia atmosferycznego w jakiejkolwiek chwili jest zwykle bardzo różnorodny i zawiły. Odznaczają się tem szczególnie nasze szerokości. Prócz tego, rozkład ten zmienia się ciągle, czasem bardzo szybko z biegiem czasu. Wywołuje to naturalnie, o czem już wspominaliśmy, zmianę w poruszaniu się mas powietrznych. Dlatego też jest rzeczą pierwszorzędnej wagi podtrzymy-

wanie ciągłej świadomości co do zmian zaszłych w ciśnieniu i innych meteorologicznych elementach na większych obszarach powierzchni ziemi, aby mieć możność prędkiego orjentowania się w położeniu.

Szereg stacyj sieci meteorologicznej, rozsianych mniej więcej równomiernie, dostarcza instytucjom meteorologicznym śledzącym pogodę, swych spostrzeżeń, na podstawie których wykreślane zostają specjalne mapy, noszące nazwę **„map synoptycznych"**. Stanowią one główną podstawę przepowiedni pogody — o czem pomówimy obszerniej w rozdziale poświęconym specjalnie meteorologji synoptycznej.

ZAWARTOŚĆ PARY WODNEJ W ATMOSFERZE, CZYLI WILGOTNOŚĆ I JEJ POMIARY.

Zawartość pary wodnej w powietrzu pochodzi przeważnie z parowania wody w oceanach i morzach, pokrywających $^3/_4$ naszej ziemi. Jako drugorzędne źródła, należy uważać jeziora, rzeki, zwilżoną deszczem ziemię i zwłaszcza roślinność, jako to: lasy, łąki, etc. Lecz istnienie tych źródeł jest prawie całkowicie zależne od zgęszczonej pary wodnej, dostarczanej przez oceany i morza, w postaci deszczu lub śniegu.

Woda paruje przy każdej temperaturze, więc lód i śnieg parują także. Wzrost temperatury zwiększa parowanie.

Powietrze może przy każdej temperaturze zawierać różne ilości pary wodnej, lecz para posiada jedną własność szczególną, odgrywającą **pierwszorzędną rolę w meteorologji**, a mianowicie, że jej ilość w powietrzu może się zwiększać **tylko** do pewnej, ściśle określonej granicy, różnej dla każdej temperatury powietrza i że ta maksymalna ilość jest tem większa, im temperatura powietrza jest wyższa.

Gdy zawartość pary wodnej dosięga górnej granicy, odpowiadającej danej temperaturze, mówimy wtedy, że powietrze jest **„nasycone"** parą; gdy ilość pary faktycznie znajdująca się w powietrzu jest mniejsza od ilości potrzebnej do nasycenia — mówimy, że powietrze jest **„nienasycone"**.

Powietrze bywa częstokroć bardzo suche i zawiera wtedy zaledwie ślady pary wodnej. Jeżeli powietrze **nasycone** parą zalega nad wodą, lub jaką inną powierzchnią wilgotną, to parowanie na tej powierzchni ustaje, bowiem powietrze nie jest w stanie wchłonąć wydzielającej się z wody pary. Powietrze zaś **nienasycone** zalegające nad powierzchnią wodną im jest suchsze, tem skwapliwiej wchłania parę i tem więcej jej wchłonąć może, im wyższą posiada temperaturę. W takich razach parowanie bywa bardzo intensywne. Jeżeli jednak suche powietrze zalega nieruchomo nad powierzchnią wodną, lub nad wilgotnym gruntem, co się zdarza, gdy niema wiatru i panuje cisza, to parowanie energiczne początkowo zacznie stopniowo słabnąć i ustaje nakoniec prawie zupełnie w chwili, kiedy przylegająca do powierzchni wody warstwa powietrza będzie **nasycona** parą. Dlatego to wiatr wielce się przyczynia do zwiększenia parowania, gdyż przynosi coraz to nowe masy powietrza, zwiewając z powierzchni wody powietrze już nasycone, lub bliskie nasycenia.

Ilość pary wodnej zawartej w powietrzu możemy mierzyć i wyrażać dwoma sposobami. Pierwszy sposób polega na tem, że ważymy parę zawartą w dowolnej jednostce objętości powietrza. W meteorologji bierzemy jako jednostkę objętości jeden metr sześcienny. Używając np. środków osuszających, wydzielamy wszystką wodę zawartą w takim metrze powietrza w stanie pary i wodę tę ważymy. Ten sposób daje nam ilość pary wodnej w powietrzu wyrażoną (jak przyjęto) w gramach na metr sześcienny. Wagę pary wodnej zawartej w jednym metrze sze-

ściennym nazywamy **„wilgotnością bezwzględną“**. Jeżeliby powietrze wzięte do badania było przypadkowo **nasycone** parą, to otrzymalibyśmy w gramach tę największą ilość wody, jaką może zawierać w stanie pary jeden metr sześcienny przy temperaturze, jaką miało wzięte do badania powietrza. Sposób ten wymaga wszakże wiele zachodu i trudu. Dla szybkiego pomiaru wilgotności używamy w meteorologji zwykle innego sposobu. Para wodna w powietrzu wywiera tak, jak wchodzące w skład atmosfery gazy, pewne ciśnienie na otaczające ją, albo w niej pogrążone przedmioty.

Ciśnienie to możemy, tak samo jak wogóle ciśnienie powietrza, wyrazić w milimetrach wysokości słupa rtęciowego, wywierającego takie same ciśnienie jak para. Przy pewnej temperaturze każdej wilgotności wyrażonej w gramach na metr sześcienny, to jest każdej **bezwzględnej wilgotności**, którą posiadało powietrze, para wywiera pewne ściśle określone ciśnienie. Znając to ciśnienie w milimetrach słupka rtęciowego, możemy obliczyć bezwzględną wilgotność w gramach na metr sześcienny i naodwrót. Ciśnienie pary wodnej może więc przy każdej temperaturze zwiększać się tylko do pewnej górnej granicy, odpowiadającej największej ilości **pary nasycającej** powietrze.

Posiadamy przyrządy pozwalające zmierzyć nam w przeciągu kilku minut ciśnienie pary w danej chwili. W meterologji określamy bezwzględną wilgotność najczęściej wyrażając ją w milimetrach odpowiedniego ciśnienia.

Jeżeli oznaczamy ciśnienie pary, które panowało przy danej temperaturze przez „e“, a największe ciśnienie, które by mogło istnieć przy tej temperaturze przez „E“, to stosunek

$$\frac{e}{E}$$

nazywamy **„wilgotnością względną“**.

Wyrażamy ją zwykle w procentach, t. j. mnożymy przez 100.

„**Wilgotność względna**“ (w procentach) będzie więc:

$$\frac{e}{D} \cdot 100$$

W następującej tabliczce podajemy wilgotności bezwzględne (ilości pary), **nasycające** metr sześcienny wraz z odpowiedniemi ciśnieniami przy różnych temperaturach.

Temperatura C^0	Ciśnienie pary nasycającej w mm E	Ilość pary nasycającej w gramach na metr sześcienny
15	1'44	1'61
10	2'16	2'38
5	3'17	3'42
0	4'58	4'85
5	6'54	6'81
10	9'21	9'42
15	12'79	12'85
20	17'54	17'32
25	23'76	23'07

Jeżeli naprzykład temperatura powietrza była 20 stopni, a jego wilgotność wyrażona w milimetrach $e = 9'2$ to (patrz tablicę) $E = 17'54$. Więc **wilgotność względna** (w procentach) była:

$$\frac{e}{E} \cdot 100 = \frac{9'2}{17'54} \cdot 100 = 53\%$$

Ta cyfra oznacza, że powietrze posiadało tylko 53% tej wilgotności, którą mogłoby zawierać przy temperaturze 20 stopni, jeżeliby było nasycone parą.

Używanie względnej wilgotności jest bardzo wygodne, gdyż ułatwia nam sąd, w jakim stopniu powietrze jest „niedosycone“ parą. W naszym przykładzie powietrze

było dość suche, albowiem mogłoby jeszcze wchłonąć prawie tyleż pary, wiele zawierało. Samo przez się rozumie się, że jeżeli e = E, to względna wilgotność będzie:

$$\frac{E}{E} \cdot 100 = 100^0/_0$$

to jest powietrze jest już nasycone parą i więcej wilgotności wchłonąć nie może.

Zbadamy teraz, jakie będą objawy, jeżeli powietrze nienasycone, zawierające pewną ilość pary zacznie się oziębiać z jakiejkolwiek przyczyny. Przypuściwszy, że początkowa temperatura powietrza była 20 stopni, a jego wilgotność bezwzględna 6'81 gramów. Przy tych warunkach odpowiednie ciśnienie pary, czyli jak mówimy także wilgotność bezwzględna wyrażona w milimetrach —

$$e = 6'9 \text{ m/m}$$

Przy 20^0 (patrz tabliczkę) E = 17'54.—Wilgotność względna będzie więc

$$\frac{6'9}{17'54} \cdot 100 = 39^0/_0$$

Jak widzimy, powietrze jest bardzo suche. Przypuśćmy, że oziębiło się ono do 5^0. Z tabliczki widzimy, że przy tej temperaturze może ono utrzymać w sobie nie więcej jak 6'81 gramów pary, t.j. właśnie tyle, wiele posiada. Stąd wynika, że powietrze początkowo tak suche, oziębiając się stopniowo wilgotnieje coraz bardziej a przy temperaturze 5^0 jest już nasycone parą, to znaczy, że jego wilgotność względna wynosi $100^0/_0$. Przy dalszem oziębianiu będzie ono mogło utrzymać już mniejszą ilość wilgotności niż 6'81 gramów na metr sześcienny a nadmiar zaczyna wydzielać się w postaci kropel wody. W takich razach mówimy, że powietrze dosięgło **punktu rosy.**

Jeżelibyśmy zaczęli teraz nagrzewać to powietrze, to oddalając się coraz bardziej od punktu rosy, byłoby ono w miarę tego coraz bardziej suche i przy 20^0 wykazałoby znowu tylko 39% względnej wilgotności. Jeżelibyśmy zaś powietrze oziębione do 5^0 oziębili do 0^0, to biorąc pod uwagę, że przy tej temperaturze może się utrzymać tylko 4,85 gramów pary, jak to widać z tabliczki, przychodzimy do wniosku, że każdy metr sześcienny naszego początkowo tak suchego powietrza, wydzieli ze siebie przy 0^0

$$6'81 - 4'85 = 1'96 \text{ gramów wody.}$$

Dalsze oziębienie niżej 0^0 spowodowałoby już wydzielenie wody w stanie stałym, to jest wypadanie śniegu—nastąpiłaby tak zwana „sublimacja".

Zgęszczenie pary następuje bardzo często przy oziębieniu powietrza wieczorem, albo w nocy. We dnie powietrze wchłania dużo pary z rozmaitych źródeł, wieczorem zaś oziębiając się, zbliża się coraz bardziej do punktu rosy i, z chwilą jego przekroczenia, zgęszczona para osiada w postaci rosy, szronu, sadzi i t. p. przeważnie na trawie, głazach i wogóle przedmiotach oziębiających się najsilniej pod wpływem promieniowania w ciągu niezachmurzonych jasnych nocy. Częstokroć jednak para zgęszcza się i osiada nie na wymienionych wyżej przedmiotach, lecz wydziela się w postaci drobnych kropeleczek zawieszonych w powietrzu. To zjawisko nazywamy **mgłą.** Kropelki wody we mgle są tak drobne, ich waga tak mała, że spadając nie mogą one prawie przezwyciężyć oporu powietrza i wskutek tego pozostają zawieszone w powietrzu, poruszając się ku ziemi nadzwyczaj powoli. Jeżeli mgła zalega tylko w niższych warstwach powietrza, bliskich powierzchni ziemi, to przyczyną jej powstawania jest tylko oziębienie niżej punktu rosy dolnych warstw powietrza pod wpływem oziębio-

nej promieniowaniem powierzchni ziemi. Wyższe warstwy powietrza są przytem zawsze cieplejsze, panuje więc inwersja. W nizinach, nad moczarami, stawami, powstaje także niska mgła, tu jednak przyczyna jej powstawania jest różna od poprzedniej.

Powietrze nad wodą, na nizinach wilgotnych ochładza się mniej, niż sąsiadujące masy powietrza na wyżynach i zboczach. To zimne powietrze, jak widzieliśmy, spływa ku dołom, miesza się z cieplejszem częstokroć nasyconem parą powietrzem na nizinach, nad stawami i wtedy następuje zgęszczenie. Mgła rozprzestrzeniająca się także i na wyższe warstwy atmosfery powstaje też przeważnie przez zmieszanie powietrza ciepłego, wilgotnego z zimnem.

Obecność nadzwyczaj drobnego pyłu, higroskopicznych cząstek niektórych gazów ułatwia w znacznej mierze powstawanie mgły. Cząsteczki powietrza mogą, przy pewnych warunkach, naładować się dodatnią albo ujemną elektrycznością i noszą wtedy nazwę „j o n ó w". Im więcej takich jonów w powietrzu rozsianych, tem łatwiej powstaje zgęszczenie pary. Szczególnie mają temu sprzyjać jony ujemne (negatywne).

Zgęszczenie pary w kształcie mgły może mieć miejsce także na odległościach większych od powierzchni ziemi i wtedy powstają chmury. Przyczyną powstania chmur jest także oziębienie powietrza; lecz proces samego oziębienia bywa zwykle inny niż przy powstaniu mgły (dolnej). Jeżeli powietrze się rozszerza, to wykonywa ono przytem pewną pracę, przezwyciężając opór sprzeciwiający się jego rozszerzaniu; każda praca zaś może być wykonana tylko kosztem pewnej energji. Energję w powietrzu stanowi przeważnie ciepło. Dlatego też powietrze, rozszerzając się, wykonywa potrzebną do tego pracę kosztem swego ciepła i musi skutkiem tego oziębiać się. Powietrze które się spręża, nie wykonywa przytem żadnej pra-

cy, przeciwnie, praca ta musi być wykonana kosztem energji czynników powodujących sprężenie. Energję tę zyskuje przytem powietrze podlegające sprężeniu, wskutek czego musi się ono nagrzać.

W atmosferze, na większych odległościach od powierzchni ziemi, powietrze oziębia się lub nagrzewa, przeważnie przy prądach wstępujących lub zstępujących; przy wznoszeniu się, powietrze musi się rozszerzać, gdyż wstępuje w dziedzinę coraz mniejszego ciśnienia; odwrotnie, jeżeli powietrze jest zmuszone zstępować na dół, to musi się ono sprężać pod wpływem panującego na dole wyższego ciśnienia. Z tego wynika, że powietrze wstępujące oziębia się — zstępujące zaś, nagrzewa się. Takie oziębienie i nagrzewanie nazywamy „**dynamicznem**". Dynamiczne oziębienie i nagrzewanie nazywa się „**adjabatycznem**", jeżeli przy tym procesie powietrze nie otrzymuje z zewnątrz ciepła, a traci je li-tylko na wykonanie pracy potrzebnej na rozszerzanie.

Na zasadzie ścisłych obliczeń wiemy, że powietrze wstępujące oziębia się na każde 100 metrów wzniesienia o 1^0 C; i odwrotnie, a ogrzewa się o 1^0 C na każde 100 metrów zniżenia.

Dlatego też prądy wstępujące i zstępujące odgrywają tak wielką rolę w powstawaniu i znikaniu chmur. Chmury powstają przeważnie przez oziębienie powietrza zmuszonego z tej lub owej przyczyny wznosić się ku górze. Jeżeli oziębienie przekroczy punkt rosy, to zaczyna się zgęszczenie w postaci kropelek wody lub też drobniutkich kryształków lodu, śnieżynek (jeżeli temperatura była niżej zera), wskutek czego chmura się sformowała. Jeżeli przytem ruch w górę trwa dalej, to kropelki wody powiększają się i doszedłszy do pewnych rozmiarów, nie mogąc się utrzymać w powietrzu, opadają na dół w kształcie deszczu.

Najbardziej charakterystycznemi chmurami, zawdzię-

czającemi swe istnienie prądom wstępującym, są tak zwane chmury **„kłębiaste"**, rozsiane pojedyńczemi kłębami latem, w ładne słoneczne dnie. Są one skłębione ku górze, od góry zaokrąglone, od dołu zaś ograniczone płaską powierzchnią, leżącą zwykle na wysokości około 1500 metrów. Zjawiają się one zazwyczaj przed południem, kiedy ziemia jest już dobrze nagrzana, a nagrzane od niej powietrze wznosi się w górę.

Chmury tego rodzaju dosięgają czasem olbrzymich i groźnych rozmiarów i nazywają się wtedy **„kłębiasto-deszczowemi"**. Olbrzymie kłęby spiętrzone jedne nad drugiemi, jaśniejsze u szczytów, prawie czarne u dołu są właściwie chmurami burzowemi i powodują deszcze lub grad. Ciemna ich podstawa unosi się na wysokości około 1000 metrów, górne szczyty sięgają 5, a nawet 10 km. Świadczy to o olbrzymiem parciu ogrzanego powietrza w górę.

Inna postać chmur — **„warstwowe"** — pokrywają często niebo jednostajną powłoką, poziomo uwarstwioną. Są to najniższe chmury, unoszą się one czasem nie wyżej 500 metrów nad poziomem.

Najwyższe chmury — **„pierzaste"** — są to pojedyńcze, cienkie, zwykle białe obłoczki, utworzone jakby z delikatnych włókien, nieraz poplątanych i rozgałęzionych, często przypominające pierze. Unoszą się one w najwyższych warstwach troposfery 7—11 km. Składają się z najdrobniejszych, prawie mikroskopijnych kryształków lodowych.

Oprócz tego rozróżniamy dużo innych jeszcze rodzajów chmur o postaciach pośrednich między tutaj wymienionemi.

Przejdziemy teraz do opisu przyrządów służących w meteorologji do oznaczania wilgotności.

Przyrząd najbardziej rozpowszechniony nazywa się **„psychrometrem"**. W skład psychrometru wchodzi, oprócz zwykłego meteorologicznego termometru jeszcze drugi termometr takiej samej konstrukcji, którego zbior-

nik owija się czystym batystem. Koniec tego batystu pozostaje stale zanurzony w odpowiedniem naczyńku z wodą dystylowaną, tak, aby batyst owinięty dokoła zbiornika termometru pozostawał ciągle wilgotny. Takie dwa termometry **„suchy"** i **„zwilżony"** noszą nazwę psychrometru. Jeżeli powietrze otaczające nie jest nasycone parą, to woda z wilgotnego batystu paruje i zbiornik zwilżonego termometru oziębia się, oddając pewną ilość swego ciepła podczas procesu parowania. Im suchsze jest powietrze otaczające psychrometr, tem parowanie jest intensywniejsze, tem niższe wskazanie termometru zwilżonego. Z różnicy wskazań obu termometrów możemy obliczyć zapomocą odpowiednich wzorów ciśnienie pary wodnej w milimetrach, odpowiadające bezwzględnej wilgotności panującej w danej chwili w powietrzu, t. j. to ciśnienie, które oznaczyliśmy wyżej literą „e". Odrębne tablice psychrometryczne **„Jelinka"** (Jelinek Psychrometertafeln — Leipzig, Engelmann), pozwalają wprost znajdywać i ciśnienie „e" i wilgotność względną w procentach, t. j. wielkości:

$$\frac{e}{E} \cdot 100$$

Jeżeli powietrze miało 100% wilgotności, t. j. było nasycone parą, to woda na batyście oczywiście nie mogła parować, a zbiornik zwilgoconego termometru oziębiać się. W takim wypadku wskazania obu termometrów będą oczywiście jednakowe.

Psychrometr umieszcza się w klatce termometrycznej wraz z termometrami maximum i minimum i jeszcze jednym przyrządem służącym li-tylko do wyznaczenia wilgotności względnej (w procentach). Przyrząd ten nazywamy **„hygrometrem włosowym"**. Składa się on z ramki metalowej; w górnej części ramki umocowany jest odtłuszczony włos kobiecy; drugi koniec włosa jest

okręcony naokoło bloku umieszczonego u dołu ramki. Blok ma rowek, okręcony nicią z ciężarkiem, który wyciąga włos. Do osi bloka przymocowana jest wskazówka, której koniec przesuwa się po łuku, zaopatrzonym w podziałkę. Włos ma tę własność, że kurczy się kiedy wilgoć maleje, zaś wydłuża się, gdy ona wzrasta.

Stosownie do tych zmian wskazówka posuwa się na lewo lub na prawo. Hygrometr nie jest przyrządem samodzielnym, jego wskazania mogą podlegać zmianom wskutek różnych przyczyn, wymaga więc możliwie częstych porównań z psychrometrem. W porze zimowej jest on bardzo dogodny, szczególnie tam, gdzie psychrometr zawodzi.

Jak to widzieliśmy wyżej, intensywność parowania zależy wogóle od wiatru, to też parowanie wody zwilżającej batyst w psychrometrze także zależne jest od szybkości wiatru. Przy różnych szybkościach wiatru dla znalezionych zapomocą tablic psychrometrycznych wilgotności zmuszeni jesteśmy dodawać jeszcze pewne poprawki. Poprawki te są podane w tablicach. Wskazania suchego termometru, t. j. oznaczenie temperatury powietrza, także nie jest bez zarzutu — wskutek nagrzewania się klatki termometrycznej w dni słoneczne, przy słabych wiatrach lub zupełnej ciszy. Dlatego też najlepsze wyniki dają przyrządy opatrzone dostateczną i jednostajną wentylacją sztuczną. Taki przyrząd — „**psychrometr aspiracyjny**" skonstruował prof. Assmann (patrz rys. 5).

Zasada tego przyrządu polega na tem, że naokoło zbiorników obu termometrów, suchego i zwilżonego, tworzy się dość szybki, nie poniżej dwóch metrów na sekundę, wentylujący prąd powietrza, który umożliwia wyznaczenie prawdziwej temperatury (a także i wilgotności) powietrza nawet wtedy, gdy przyrząd jest wystawiony na działanie promieni słonecznych. Zbiornik każdego termometru w tym przyrządzie jest osłonięty dwiema

rurkami — wewnętrzną, z bardzo cienkiej mosiężnej blachy i drugą, zewnętrzną z grubszej blachy poniklowanej i odpolerowanej jak najstaranniej z zewnętrznej strony. Przez te właśnie rurki przepływa wentylacyjny prąd powietrza. Rurki obu termometrów łączą się na pewnej odległości od zbiorników, w jedną wspólną rurkę, idącą do góry, na jej zaś wierzchnim końcu osadzony jest aspirator, który ssie powietrze od dołu. Cały przyrząd jest nieco dłuższy od termometrów, jest lekki i łatwo przenośny. Psychrometr aspiracyjny podaje temperaturę i wilgotność tego powietrza, które znajduje się w bezpośredniem otoczeniu dolnych końców otworów rurek osłaniających zbiorniki termometrów. Dlatego też należy uważać, aby do rurek nie wchodziło powietrze nagrzane przez rozgrzane mury, kamienie i t. d. Do obliczania wilgotności zapomocą tego psychrometru służą specjalne tablice (Aspirations-Psychrometertafeln, herausgegeben vom Kg. Pr. Meteorologischen Institut.—Braunschweig — 1924).

RUCH POWIETRZA CZYLI WIATR.

Przejdziemy teraz do zjawisk meteorologicznych, mających szczególne znaczenie w walce chemicznej, a mianowicie do poruszeń powietrza czyli do **wiatrów.**

Wiatr wieje prawie zawsze w kierunku poziomym. Tylko na zboczach gór i na znacznych pochyłościach możemy obserwować także wiatry wiejące pod pewnym kątem do kierunku poziomego. W pobliżu zaś jakichkolwiek bądź przeszkód leżących na drodze wiatru powstają nietylko wstępujące wiatry, lecz wogóle powietrze porusza się w sposób bardzo złożony. Te ostatnie zjawiska miewają charakter miejscowy, niemniej przeto są ważne także w walce chemicznej, to też będziemy je rozpatrywali osobno.

Jak każdy ruch, tak i wiatr może powstać tylko pod wpływem wywieranej siły. Tą siłą w danym wypadku jest tylko różnica ciśnienia powietrza w sąsiednich miejscowościach. Ze strony gdzie panuje ciśnienie wysokie, powietrze musi się poruszać w stronę niższego ciśnienia. Charakterystycznem dla naszych szerokości jest to, że chwilowy rozkład ciśnienia na powierzchni ziemi jest nietylko bardzo złożony, lecz również zmienia się ciągle z biegiem czasu. Z tego powodu obserwujemy ciągłe zmiany wiatru.

Aby określić ruch powietrza czyli wiatr, zmuszeni jesteśmy czynić pomiary dwóch wielkości, mianowicie kierunku i szybkości (lub siły). To też przyrządy do pomiarów wiatru są odpowiednio zbudowane. Kierunek wiatru określamy i nazywamy **według tych stron świata, skąd wiatr wieje.** W meteorologji rozróżniamy 8 (czasem 16) kierunków i oznaczamy je odrębnemi literami.

Nazwy te i znaki są następujące.

Północny	oznacza	się	znakiem	N.
Północno-wschodni	„	„	„	NE.
Wschodni	„	„	„	E.
Południowo-wschodni	„	„	„	SE.
Południowy	„	„	„	S.
Południowo-zachodni	„	„	„	SW.
Zachodni	„	„	„	W.
Północno-zachodni	„	„	„	NW.

Dla lepszego zrozumienia podajemy tak zwaną „różę wiatrów“ (rys. 6), przedstawiającą 8 kierunków głównych, a nadto podającą 8 kierunków pośrednich dla kompletu.

Strzałki wskazują, w jakim kierunku wieje wiatr każdej nazwy. Do oceny kierunku i prędkości wiatru, jeżeli nie chodzi o wielką ścisłość, używamy zwykle „**wiatromierza Wilda**“ (rys. 7).

Pod chorągiewką wskazującą kierunek wiatru umieszczona jest róża wiatrów tak, aby koniec pręta oznaczony literą „N“ był skierowany możliwie ściśle ku północy. Obserwator stojąc blisko tyczki (słupka), na którym jest umocowany przyrząd, ma nad sobą różę wiatrów, ponad nią zaś widzi chorągiewkę i ocenia w ten sposób kierunek wiatru, stosownie do położenia chorągiewki względem róży wiatrów. Nad chorągiewką umieszczona jest ramka z zawieszoną na niej płytką prostokątną. Przy ramce zboku znajduje się wygięty pręt, zaopatrzony we wskazówki (1—8), do których, w zależności od szybkości (siły) wiatru, odchyla się płytka. Ramka obraca się wraz z chorągiewką odpowiednio do kierunku wiatru, tak że płaszczyzna zawieszonej w niej płytki jest zawsze położona pod prostym kątem do kierunku wiatru. W ten sposób wiatr działa całą swą siłą na płytkę, odchylając ją od położenia pionowego pod tem większym kątem, im wiatr jest silniejszy. Do oceny tego kąta służą właśnie wskazówki wyżej wymienione, w które zaopatrzony jest wygięty pręt (łuk) przy ramce. — Każdej wskazówce odpowiada pewna siła (prędkość) wiatru, którą wyrażamy w metrach na sekundę. Możemy więc zawsze zmierzyć drogę, jaką odbyło powietrze w swym ruchu w ciągu jednej sekundy, t. j. szybkość tego ruchu. Jeśli płytka waha się między dwiema wskazówkami, wtedy bierzemy średnią szybkość.

Załączona tabelka podaje nam metry na sekundę odpowiadające każdej wskazówce, do której się płytka odchyliła.

Gdy płytka zatrzymuje się:	Szybkość wiatru w metrach na sekundę
przy wskazówce (pionowej)	1 0
między wskazówkami	1—2 1
przy wskazówce.	2 2
między wskazówkami	2—3 3

Gdy płytka zatrzymuje się:	Szybkość wiatru w metrach na sekundę	
przy wskazówce.	3	4
między wskazówkami	3—4	5
przy wskazówce.	4	6
między wskazówkami	4—5	7
przy wskazówce.	5	8
między wskazówkami	5—6	9
przy wskazówce.	6	10
między wskazówkami	6—7	12
przy wskazówce.	7	14
między wskazówkami	7—8	17
przy wskazówce.	8	20

Ilość metrów na sekundę możemy wprost obliczyć, mnożąc cyfrę wskazywaną przez wskazówkę przez 2 i odejmując od iloczynu 2. Naprzykład: jeżeli płytka zatrzymała się przy wskazówce 4, to otrzymamy:

$$2 \times 4 - 2 = 6 \text{ metrów na sekundę.}$$

Sposobu tego można używać jednak tylko do wskazówki 6, t. j. do 10 m/sek. prędkości wiatru, jak łatwo się przekonać z tabelki.

Co się tyczy orjentacji i sprawdzania kierunku N (północ) w ustawieniu wiatromierza, najdogodniej jest posługiwać się kompasem (busolą). Posługując się kompasem, należy uwzględniać odchylenie magnetyczne. Igła bowiem magnetyczna w kompasie nie wskazuje ściśle kierunku NS, lecz odchyla się od południka geograficznego na zachód lub wschód.

Na ziemiach polskich odchylenia magnetyczne (deklinacja magnetyczna) są przeważnie zachodnie; ulegają one powolnym zmianom. Obecnie odchylenia zachodnie zmniejszają się, wschodnie wzrastają. Roczna zmiana jest niewielka i wynosi przeciętnie $0{,}15^0$.

Podajemy poniżej tablicę odchyleń dla różnych szerokości i długości geograficznych na rok 1924.

TABLICA ODCHYLEŃ MAGNETYCZNYCH NA ROK 1924.

(Odchylenia wschodnie są oznaczone znakiem —).

Szerokość geograficzna północna.	Długość geograficzna względem Greenwich.																								
	10^0	11^0	12^0	13^0	14^0	15^0	16^0	17^0	18^0	19^0	20^0	21^0	22^0	23^0	24^0	25^0	26^0	27^0	28^0	29^0	30^0	31^0	32^0	33^0	34^0	35^0
45^0	$8^0.3$	$7^0.9$	$7^0.5$	$6^0.9$	$6^0.5$	$6^0.1$	$5^0.7$	$5^0.3$	$4^0.3$	$4^0.3$	$3^0.8$	$3^0.4$	$3^0.0$	$2^0.6$	$2^0.2$	$1^0.8$	$1^0.4$	$1^0.0$	$0^0.4$	$0^0.0$	—$0^0.4$	—$0^0.9$	—$1^0.4$	—$1^0.8$	—$2^0.2$	—$2^0.6$
50^0	8.5	8.0	7.5	7.0	6.5	6.1	5.6	5.0	4.5	4.1	3.7	3.2	2.7	2.3	1.8	1.4	1.0	0.5	—0.1	—0.6	—1.1	—1.6	—2.0	—2.5	—3.0	—3.3
55^0	8.7	8.2	7.7	7.4	6.6	6.2†	5.7	5.3	4.8†	4.2†	3.5†	2.7†	2.6†	2.1†	1.4	0.9	0.5	0.1	—0.5	—0.9	—1.5	—1.9	—2.4	—2.9	—3.3	—3.8

Odchylenia opatrzone krzyżykiem są niepewne, gdyż w tych miejscowościach panują anomalje magnetyczne.

Możemy też w dnie słoneczne wyznaczać kierunek NS zapomocą cienia. W tym celu umieszczamy pręt pionowy w środku koła poziomego i obserwujemy zetknięcia końca cienia z obwodem koła przed południem i po południu. Promień koła, dzieląc łuk, zawarty między punktami zetknięć, na połowę, jest poszukiwanym kierunkiem NS, jak to wskazuje rysunek 8.

Wreszcie możemy jeszcze posługiwać się gwiazdą Polarną (α Ursae Minoris) do wyznaczenia kierunku NS. Gwiazdę tę łatwo znaleźć odszukawszy dobrze wszystkim znany gwiazdozbiór Wielkiej Niedźwiedzicy czyli Wozu. Przez dwa „tylne koła wozu" prowadzimy prostą i mniej więcej na poczwórnej odległości tych dwóch gwiazd znajdziemy gwiazdę 2 wielkości, rzucającą się odrazu w oczy, co do której omylić się nie można — będzie to gwiazda Polarna.

Zatrzymaliśmy się cokolwiek dłużej na wyznaczeniu południka, gdyż nieraz zdarzyć się może, że w polu każdy z tych sposobów okaże się potrzebny. Są jeszcze i inne sposoby, lecz te wymagają posiadania dobrze wyregulowanego zegara oraz znajomości różnicy między czasem średnim i słonecznym. Teraz zaś, kiedy przyjęty jest czas urzędowy (kolejowy), trzeba też znać, w każdej miejscowości jeszcze różnicę między czasem urzędowym i średnim miejscowym. Wszystko to wielce utrudnia posługiwanie się zegarkiem.

Częstokroć może się zdarzyć, że jest się zmuszonym wyznaczyć szybkość wiatru bez przyrządu. W takim wypadku posługujemy się tak zwaną **„skalą Beaufort'a"**, zapomocą której oceniamy szybkość, obserwując szereg zjawisk wywoływanych w naszem otoczeniu wiatrami różnej szybkości. — Skala Beaufort'a posiada 13 stopni (0—12) odpowiadających różnym szybkościom. Odpowiednie zjawiska, jako też szybkość w metrach na sekundę podajemy w następnej tabelce.

Zjawiska wywołane wiatrem	Stopnie skali Beaufort'a	Szybkość wiatru w metrach na sekundę
Cisza zupełna	0	0
Dym podnosi się prawie prosto do góry .	1	2
Wiatr odczuwa się na twarzy	2	3
„ porusza liście.	3	5
„ „ gałązki, unosi ubranie . .	4	7
„ „ gałęzie, daje się odczuwać niemile na twarzy. . .	5	9
„ „ całe gałęzie, powstaje dźwięk drutów telegraficznych .	6	11
„ „ słabsze pnie	7	13
„ „ pnie, tamuje ruch swobodny	8	15
Wicher przenosi niezbyt wielkie przedmioty	9	18
„ łamie gałęzie	10	21
„ „ pnie	11	26
Huragan wyrywa drzewa, szerzy zniszczenie	12	40 — 50

Ze stopni Beaufort'a możemy wyliczyć szybkość w metrach na sekundę w następujący sposób: mnożymy stopnie przez 2 i odejmujemy od iloczynu 1. Naprzykład: wiatr poruszał słabsze pnie, więc stopień odpowiedni będzie 7.

$2 \times 7 - 1 = 13$ metrów na sekundę.

Ten wzór jednak może służyć tylko do 8 stopnia, dalej zawodzi już—lecz dalsze stopnie odpowiadają wichrom, które rzadko się zdarzają.

Do bardziej dokładnych pomiarów szybkości wiatru służą tak zwane „anemometry“ Robinsona. Są to właściwie wiatraczki zaopatrzone zamiast skrzydeł w łyżki półkuliste (czasze), znajdujące się na każdym końcu dwóch prętów umocowanych wzajem do siebie pod kątem prostym. Taki krzyż może się obracać na osi pionowej, przechodzącej przez punkt, w którym się pręty krzyżują.

Umocowanie łyżek przedstawia rysunek 9.

Przy takiem położeniu łyżek krzyż musi się obracać niezależnie od kierunku wiatru, a przytem zawsze w jednym i tym samym kierunku oznaczonym strzałkami, gdyż ciśnienie wiatru na wklęsłą powierzchnię każdej łyżki jest zawsze większe od ciśnienia na powierzchnię wypukłą łyżki przeciwległej.

Dolny koniec osi obrotu łączy się z mechanizmem liczącym obroty (licznikiem) i podającym odrazu w metrach drogę, jaką przebyło powietrze w czasie obserwacji. Zwykle obserwujemy jakąś ilość sekund, najdogodniej 100. Licznik może być w każdej chwili zatrzymany lub puszczony w ruch. Trzymając w ręku zegarek opatrzony w sekundnik, odczytujemy wstrzymany licznik i w danej sekundzie puszczamy licznik w ruch; po upływie 100 sekund wstrzymujemy licznik i odczytujemy powtórnie.

Różnica tych dwóch odczytów podzielona przez 100, daje nam przeciętną drogę przebytą przez powietrze w przeciągu sekundy czyli szybkość w metrach na sekundę.

Ponieważ szybkość wiatru jest bardzo zmienna, obserwacje należy powtórzyć kilkakrotnie; średnią arytmetyczną wyprowadzoną ze wszystkich obserwacyj bierzemy jako ostateczny wynik. Jeżeli anemometr posiada poprawki, to należy je uwzględnić. Do każdego przyrządu dołącza się tabliczkę poprawek. Posiadamy też i tu przyrządy samoczynne, zapisujące zmiany kierunku i prędkość wiatru z biegiem czasu; konstrukcja tych instrumentów zwanych „**anemografami**“ zbyt jest złożona, aby dała się w kilku słowach wytłumaczyć, nie będziemy więc poruszali jej narazie.

Że wiatr wieje zawsze w kierunku od większego ciśnienia ku mniejszemu, wspominaliśmy już poprzednio. Teraz rozpatrzymy bliżej, w jaki sposób kierunek i siła wiatru zależne są od tego lub innego rozkładu ciśnienia powietrza. Musimy tu wyróżnić dwa wy-

padki: pierwszy, kiedy wysokie lub niskie ciśnienie rozprzestrzenia się na olbrzymie obszary powierzchni, dosięgając tysięcy kilometrów kwadratowych; rozkład taki wywołuje wiatry jednakowe, wiejące jednocześnie na dużych przestrzeniach. Drugi — kiedy stosunkowo małe różnice ciśnienia powstają na niewielkich (kilkunastu kilometrów kwadratowych) powierzchniach, wywołane li-tylko miejscowemi przyczynami. Powstające w tych razach wiatry słabe posiadają wyłącznie charakter miejscowy—mają też nazwę **„wiatrów lokalnych czyli miejscowych"**.

Wszystkie wiatry miejscowe mają wspólną przyczynę, a tą jest różnica temperatury dwóch sąsiednich słupów powietrza. W jaki sposób różnice takie powstają, mówiliśmy już o tem dość obszernie wyżej. Obecnie zbadamy, jaki będzie skutek tego na rozkład ciśnienia. Ciśnienie, jak wiemy, zmniejsza się wraz z wysokością. Jeżeli w atmosferze panuje spokój i równowaga, to rozkład ciśnienia na różnych wysokościach będzie taki, jak to wskazuje rysunek 10.

Rysunek ten przedstawia przekrój pionowy atmosfery ponad dwiema miejscowościami — A i B; o ile w atmosferze panuje spokój, powietrze nad każdą z tych miejscowości posiada jednakową temperaturę, to jest nagrzewało się w ciągu dnia w jednakowej mierze.

Na powierzchni ziemi „a" panuje wszędzie jednakowe ciśnienie, np. 760, to samo ma miejsce na powierzchni „b", „c" i t. d., tylko ciśnienie na każdej z nich jest coraz mniejsze (oznaczone w milimetrach zboku). Te powierzchnie jednakowego ciśnienia (powierzchnie izobaryczne) nie będą w rzeczywistości leżały na jednakowych odległościach jedna od drugiej, o ile przyjmiemy dla nich ciśnienia podane na rysunku; uczyniliśmy to tylko celem uproszczenia, ponieważ rysunki te są schematyczne i służą celem lepszego zrozumienia prze-

biegu zjawiska. Przypuśćmy teraz, że nad miejscowością A słup powietrza, nie zważając na jednakowe działanie promieni słonecznych nad obu miejscowościami, nagrzał się więcej niźli nad miejscowością B, co jest możliwe, jak to widzieliśmy wyżej — pytanie, jaki z tego będzie skutek? Oczywiście powietrze nad A, dzięki swej wyższej temperaturze, rozszerzy się i każda z izobarycznych powierzchni zmieni swą wysokość, to jest wzniesie się do góry (patrz rysunek prawy, 10). Ciśnienie na dole, na powierzchni ziemi (a) oczywiście nie zmieni się wskutek tego, gdyż masa powietrza nad A pozostała ta sama i barometry w A i B powinny wskazywać jednakowe ciśnienie atmosferyczne. Powietrze nad B pozostało w stanie niezmiennym, t. j. takim, jak go wskazuje rysunek lewy, odpowiadający jednakowemu nagrzaniu nad obu temi miejscowościami.

Z rysunku tego widzimy, że **na jednakowych wysokościach nad powierzchnią ziemi** w A i B już nie panuje, jak przedtem, jednakowe ciśnienie; nad A panuje wszędzie ciśnienie **wyższe** niźli na tej samej wysokości nad B. Równowaga więc jest naruszona i powietrze zmuszone jest poruszać się w kierunku poziomym czyli powstaje wiatr, od słupa ciepłego ku zimnemu. Wiatr ten rozpocznie się w górnych warstwach atmosfery, na co wskazują strzałki, gdzie różnica ciśnień w kierunku poziomym będzie największa, jak to widać z rozkładu powierzchni izobarycznych nad A i B. Z chwilą jednak odpływu powietrza nad A, ciśnienie na dole, na powierzchni ziemi, zmniejszy się, gdyż masa powietrza się zmniejszyła i barometr zacznie spadać. W tej samej chwili ciśnienie nad B zwiększy się, gdyż powietrza przybyło i barometr na dole pójdzie w górę. Powstaje więc różnica ciśnień na powierzchni ziemi, tam gdzie słup zimny—w B, zapanowało wyższe ciśnienie, tam gdzie słup ciepły w A—niższe—i powietrze musi się poruszać

na powierzchni ziemi od B ku A, jak to wskazują strzałki. Widzimy więc, że nierówne nagrzewanie powietrza nad dwiema miejscowościami wywołuje wiatr na dole odwrotny aniżeli na górze, t.j. od miejscowości z temperaturą niższą — w stronę, gdzie powietrze jest bardziej ogrzane. Te dwa wsteczne kierunki wiatrów, na górze i na dole, wywołują prócz tego na dalszej odległości od granicy dwóch słupów — w słupie zimnym, prąd powietrza zstępujący, w słupie zaś ciepłym—prąd wstępujący, jak to wskazują strzałki na rysunku.

Jest to samo przez się zrozumiałe, gdyż na miejsce odpływających mas powietrza muszą przybywać nowe, inne masy, dostarczane w zimnym słupie przez powietrze przybywające doń z góry, a w ciepłym słupie — przybywające z dołu.

Z tego cośmy przedtem mówili o różnem nagrzewaniu powietrza, możemy obecnie wyprowadzić następujące wnioski. Miejscowe wiatry na brzegu morza, w pobliżu jezior, stawów, wogóle większych wilgotnych obszarów będą miały podczas dnia kierunek — od tych powierzchni ku lądowi, ku gruntom suchym, w nocy zaś (jeżeli noc była jasna) kierunek odwrotny — od lądu i gruntów suchych, ku wodzie i moczarom.

W pobliżu lasów można we dnie oczekiwać wiatru ze strony lasu, w nocy zaś ku lasom. Wiatry te mogą być jednak tylko bardzo słabe. Wiatry miejscowe wogóle bywają słabe, lecz może tem lepiej nadające się do walki chemicznej, która w wielu wypadkach przy silnych wiatrach nie może być skutecznie prowadzona.

Podkreślić jednak musimy raz jeszcze, że znaczna różnica temperatury nad wymienionemi powierzchniami jest możliwa tylko wtedy, jeżeli mamy słoneczne, bezwietrzne dnie i bezwietrzne również jasne noce. Jeżeli dnie są wietrzne, wówczas wywoływane przez różne nagrzewanie powierzchni rożnice temperatury powietrza

prędko się wyrównywują, gdyż warstwy ciepłe i zimne mieszają się pomiędzy sobą.

Oprócz tego nadmienić należy, że czasem, przy warunkach nawet najbardziej sprzyjających powstawaniu tych wiatrów, kierunek ich może być odmienny od przewidywanego teoretycznie. Przyczyny tej niezgodności z teorją trzeba poszukiwać w górnych warstwach atmosfery, gdzie mogą zajść okoliczności zmuszające powietrze w górze do odpływania w innym, aniżeli oczekiwany kierunku. Przyczyny te zazwyczaj uwzględnione być nie mogą, w braku dostatecznych obserwacyj górnych (aerologicznych).

Do rzędu wiatrów miejscowych należy zaliczyć także spływanie powietrza zimnego (przy nocy jasnej bez wiatru) po zboczach gór i z wyżyn ku nizinom, o którem mówiliśmy wyżej.

We dnie, przy podobnych warunkach, powstaje wiatr przeciwnego kierunku — z dołu do góry po tychże zboczach wskutek silnego nagrzewania powietrza nad doliną.

Ogólną charakterystyką miejscowych wiatrów, zwykle dość słabych jest, że nawet w tych razach kiedy kierunek ich w zupełności odpowiada przewidzianemu teoretycznie, na długotrwałość tego kierunku nigdy liczyć nie można, gdyż przyczyny poboczne, stosunkowo nieznaczne nawet, powodujące w atmosferze inny, chociażby także słaby ruch, zmieniają kierunek miejscowych wiatrów właśnie dlatego, że są one słabe. Trzeba więc zaliczyć je do wiatrów niestałych.

Wiatry z szybkością mniejszą niż metr na sekundę, nie mogą być polecane do działań chemicznych, ponieważ mogą łatwo stać się niebezpieczne dla nacierającego (przy natarciu falowem). Nocne wiatry miejscowe są naogół bardziej stałe niżeli dzienne. Szczególną stałością wyróżniają się wiatry wywołane spływaniem w nocy zimnego powietrza po zboczach ku nizinom.

Przejdźmy teraz do wiatrów stałych, nie mających charakteru miejscowego. Takie wiatry ogarniają zwykle wielkie przestrzenie a przyczyny ich powstawania są zupełnie odrębne od przytoczonych wyżej.

Aby sądzić o zależności kierunku i szybkości wiatru od rozkładu ciśnienia na wielkich przestrzeniach, niezbędne są obserwacje wykonywane jednocześnie na wielu stacjach meteorologicznych, rozsianych możliwie równomiernie po całym kraju. Taką **„sieć meteorologiczną"** posiada dziś każde cywilizowane państwo. Na czele sieci stoi instytucja centralna, otrzymująca dane meteorologiczne ze wszystkich stacyj, a zadaniem jej są między innemi, także codzienne przepowiednie pogody. Centralne instytucje pojedyńczych państw w Europie otrzymują telefonicznie i telegraficznie nietylko dane meteorologiczne własnej sieci, lecz także sieci państw obcych. Dane ciśnienia powinny być oczywiście sprowadzone do poziomu morza (patrz wyżej). Biorąc mapę geograficzną, na której wymienione są wszystkie stacje meteorologiczne, oznaczamy przy każdej z nich obserwowane tamże ciśnienie.

Przypatrując się bliżej cyfrom określającym ciśnienie, łatwo zauważyć, że na wielu stacjach panowało jednakowe lub prawie jednakowe ciśnienie. Łącząc linją punkty, mające jednakowe ciśnienie, otrzymujemy tak zwaną **„izobarę"**. Izobara jest więc linją jednakowego ciśnienia. Jeżeli różnice ciśnień, np. na przestrzeni całej Europy są duże, to możemy wykreślić cały szereg takich izobar, z których każda będzie odpowiadała pewnemu ciśnieniu. Zwykle dobieramy ciśnienie dla pojedyńczych izobar tak, aby różnica między niemi wynosiła 5 milimetrów. Oznaczając przy każdej izobarze właściwe jej ciśnienie, otrzymujemy na pierwszy rzut oka na mapę, jasne przedstawienia rozkładu ciśnienia na wielkich obszarach. Izobary podobne są do linij jednakowych wysokości (poziomic) na mapach topograficznych, zapomocą

których tak łatwo orjentujemy się we wszelkich nierównościach powierzchni ziemi, odnajdujemy wzniesienia i zagłębienia i oceniamy różnicę ich wysokości. Można także uważać rozkład ciśnienia przedstawiony zapomocą izobar, za obraz plastyczny: dziedziny wysokiego ciśnienia odpowiadają wzniesieniom, a niskiego-zagłębieniom. Mapy topograficzne pozwalają nam oceniać nietylko różnicę wysokości między dwoma punktami, lecz możemy z nich także sądzić o kształcie tych wzniesień i zagłębień. Jeżeli zbocza tego rodzaju nierówności są bardzo strome, to na mapie topograficznej uwydatni się to w ten sposób, że linje jednakowych wysokości (poziomice) przechodzą bardzo blisko obok siebie i są zgęszczone; odwrotnie ma się rzecz przy wzniesieniu łagodnem, tam poziomice będą rzadkie. Przedstawiając sobie taką mapę plastycznie, łatwo możemy orjentować się gdzie, w razie ulewnego deszczu, woda będzie ściekała z wyżyn ku nizinom z największą szybkością, a gdzie z najmniejszą. Oczywiście najszybszy bieg wody będzie tam, gdzie poziomice są najgęstsze, a najmniejszy tam, gdzie one są najrzadsze. Zupełnie to samo da się zastosować do naszej mapy z izobarami. Powietrze będzie się poruszało od dziedziny wielkiego ciśnienia (wyżyna) ku dziedzinie niskiego ciśnienia (nizina) i będzie się poruszało tem szybciej, im gęstsze są izobary, t. j. im bardziej nagły spadek ciśnienia, (strome zbocza) i tem powolniej, im izobary są rzadsze. Widzimy więc, że z rozkładu izobar możemy sądzić nietylko o kierunku wiatru, lecz także o jego szybkości.

Na rysunku 11 podajemy przykład wykreślonych izobar.

Widzimy na nim szereg wykreślonych izobar z oznaczeniem ciśnień, jakie panują na nich. Wystarczy jeden rzut oka, aby się przekonać, że dziedzina najniższego ciśnienia jest w okolicach Moskwy i że ciśnie-

nie wzrasta ku zachodowi, a także w kierunku południowym. Możemy więc być pewni, że masy powietrza będą dążyły ze wszystkich stron ku Moskwie. Odrazu też dostrzegamy, że masy powietrza, dążąc ku Moskwie, spotkają na swej drodze izobary najgęstsze i najbardziej skupione w kierunku: Królewiec, Wilno, Moskwa, najrzadsze zaś mniej więcej w kierunku: Odesa, Kijów, Moskwa. W okolicach pierwszego kierunku będą panowały najsilniejsze wiatry — w okolicach drugiego, najsłabsze.

Jeżeli izobary przechodzą blisko jedne od drugich (są gęste) to mówimy wtedy, że **„gradjent jest duży"**, w przeciwnym wypadku, że **„gradjent jest mały"**. Gradjent jest wielkością określającą siłę poruszającą masy powietrzne w danem miejscu, jako zależną od spadku ciśnienia na jednostkę odległości np. na każde 100 kilometrów. Odległość mierzymy w kierunku prostopadłym do izobar. Czem większy jest spadek ciśnienia na jednostkę odległości, t. j. czem większy gradjent, tem większa siła poruszająca powietrze. Przyjęto jako jednostkę odległości 111 kilometrów czyli długość jednego stopnia na kuli, mającej powierzchnię tej samej wielkości jak nasza ziemia. Na mapach nie zrobimy wielkiego błędu, licząc długość każdego stopnia szerokości geograficznej jako równą 111 kilometrom—mierzenie odległości jednej izobary od drugiej zapomocą tej jednostki jest więc bardzo ułatwione, a tem samem określanie wielkości gradjentu.

Zdawałoby się, że kierunek wiatru w każdem miejscu powinien być prostopadły do izobar, t. j. powietrze powinnoby się poruszać w tym kierunku, w którym działa nań gradjent. Na mapce 11 np. wiatry powinnyby wiać mniej więcej w kierunku — Królewiec, Wilno, Moskwa, lub Kraków, Pińsk, Moskwa, albo też Odesa, Kijów, Moskwa. W rzeczywistości jednak tak się nie dzieje. Masy powietrza nie mogą poruszać się, wskutek obrotu

ziemi naokoło swej osi, ściśle w kierunku, w którym na nie działa siła gradjentu, to jest prostopadle do izobar. Dzięki obrotowi ziemi, przy ruchu powietrza (jak zresztą każdej innej masy) w jakimkolwiek kierunku, wytwarza się pewna nowa siła odchylająca poruszające się powietrze z jego początkowej drogi na prawo na półkuli północnej— i na lewo, na półkuli południowej. Odchylenie tego rodzaju tylko na równiku niema miejsca. Siłę tę nazywamy siłą Coriolisa. Kąt odchylenia od kierunku siły gradjenta bywa różny, w zależności od szerokości geograficznej i od tarcia powietrza o powierzchnię ziemi. Im większa szerokość geograficzna, tem kąt odchylenia będzie większy. Tarcie powietrza nad powierzchnią wodną jest małe, więc i odchylenie będzie większe niżeli nad lądem, gdzie tarcie jest większe. W naszych szerokościach, na lądzie, kąt odchylenia wynosi przeciętnie około 65^0.

Na mapce daliśmy kilka przykładów wytwarzającego się kierunku wiatru. Strzałka przerywana oznacza kierunek siły gradjentu, strzałka ciągła — kierunek panującego w tem miejscu wiatru. Większa lub mniejsza długość strzałek odpowiada większej lub mniejszej prędkości wiatru. Widzimy, że w punkcie A wiatr będzie wiał prawie z północy, z niewielkiem zboczeniem ku wschodowi (wiatr NNW). Będzie on bardzo silny, jak to wskazuje długa strzałka. W punkcie B mamy wiatr zachodni (W), średniej prędkości, a w punkcie C wiatr południowo-zachodni (SW) bardzo słaby. Szybkość wiatru jest w przybliżeniu proporcjonalna do wielkości gradjentu; zależy ona jednak i w znacznej mierze oprócz tego od tarcia; nad powierzchnią wody tarcie jest znacznie mniejsze niżeli nad lądem, to też przy gradjencie tej samej wielkości, na morzu wiatr będzie silniejszy niż nad lądem. Jeszcze większe różnice szybkości wiatru powstają z wysokością nad poziomem ziemi, gdyż tarcie zmniejsza się o tyle silniej im bardziej wznosimy się do góry. Dlatego to

szybkość wiatru jest zawsze duża na wielkich wysokościach w stosunku do prędkości panującej na dole, blisko poziomu ziemi.

Widzimy z podanych przykładów (patrz mapkę), że kierunek wiatru w miejscowościach położonych między punktem A i Moskwą, będzie prawie jednakowy, gdyż kierunek siły gradjentu, od izobary do izobary, zmienia się bardzo mało. To samo możemy powiedzieć o punktach B i C. Z tego wynika, że przy pewnem ukształtowaniu izobar, wiatr może wiać w jednakowym kierunku i nawet z jednakową siłą na przestrzeniach bardzo dużych, dosięgających nieraz kilkuset kilometrów.

Na zasadzie wszystkiego cośmy powiedzieli, możemy twierdzić, że wiatr na dole, blisko powierzchni ziemi, w każdej miejscowości i w każdej chwili, zależy od ogólnego rozkładu izobar.

Że kierunek i szybkość wiatru możemy określić zapomocą wielkości i kierunku gradjentu panującego w danej miejscowości i że wiatry, przyczyną których jest ogólny rozkład ciśnienia, mogą wiać z jednakową siłą i w jednakowym kierunku na wielkich przestrzeniach, co będzie trwało tak długo, aż rozkład ciśnienia (ukształtowanie izobar) się nie zmieni.

Nie mówimy tu oczywiście o tych wypadkach, kiedy miejscowe nierówności (góry, rozdoły, i t. d.) lub też przeszkody (lasy, budowle) zmieniają na małych przestrzeniach ogólny kierunek wiatru, dochodzący zresztą na pewnej wysokości i odległości od tych przeszkód do normy. Jak widzimy, wiatry te mają charakter stały, szczególnie przy dużym gradjencie i silnym wietrze; lecz nawet przy małym ogólnym gradjencie powstający słaby wiatr będzie bardziej stały, niżeli słabe wiatry miejscowe, których przyczyną są miejscowe różnice temperatury, wywołujące w czasie ciszy miejscowe małe różnice ciśnienia czyli miejscowy, bardzo mały gradjent. Ze zmiennością

tych wiatrów trzeba oczywiście liczyć się w walce chemicznej. Jedynym sposobem ich należytego wyzyskania w walce, są dobrze zorganizowane i częste obserwacje. Tylko ustawiczne czuwanie nad kierunkiem i siłą wiatru daje nam możność w razie niebezpiecznej zmiany, przedsięwziąć należyte środki obrony.

Przejdziemy teraz do objawów spowodowanych niektóremi przeszkodami, o ile je wiatr spotyka na swej drodze. Struktura wiatru w takich wypadkach ulega bardzo dużej zmianie. W pewnych miejscach, w otoczeniu przeszkody, wiatr może zmienić nietylko swój kierunek, ale również i prędkość, w porównaniu z ogólnym wiatrem wiejącym na równinie; gdzie indziej znowu osłabnie, zdarzają się wreszcie miejsca sprzyjające powstawaniu wirów z osią pionową lub poziomą. Wszystkie te zmiany „dynamiczne" są tem bardziej energiczne, im silniejszy jest wiatr panujący. Przy małej prędkości panującego wiatru, maleje szczególnie skłonność do powstawania wirów i cały rozkład prądów powietrznych bywa daleko mniej złożony. Wszystkie te objawy, tyczące się przeszkód w otoczeniu, odbijają się w równej mierze na ruchu chmury gazowej gdyż, jak to widzieliśmy wyżej, gęstość chmury, bez względu na obecność ciężkiego gazu, mało się zwiększa w porównaniu z gęstością powietrza czystego. To też nabierają one dużego znaczenia przy użyciu broni chemicznej.

Rozpatrzymy przeszkody najczęściej napotykane oraz ich wpływ na ruch powietrza, o ile znany jest z obserwacyj bezpośrednich, przypuszczając przytem, że wiatr ogólny (panujący) wieje w rozmaitych punktach otaczającej przestrzeni z jednakową siłą i w tym samym kierunku.

Rysunek 12 przedstawia w przekroju pionowym, w jaki sposób układają się prądy powietrza (warstwy powietrza) w najbliższem otoczeniu przeszkody pionowej,

kiedy wiatr wieje prostopadle do jej powierzchni (budowle, ogrodzenia, i t. p.).

Jak widzimy, linje prądów powietrznych nie dochodząc jeszcze do zasłony zaczynają wspinać się do góry, co rozpoczyna się mniej więcej na odległości równej wysokości zasłony. Pod zasłoną powietrze będzie się sprężać, wskutek czego na dole prędkość wiatru się zmniejszy. Masy powietrza podnosząc się do góry, przechodzą ponad zasłoną, przyczem linje prądów zgęszczają się silnie, co oznacza, że warstwy powietrza muszą się przecisnąć przez przestrzeń o mniejszym przekroju niż ten jakim rozporządzały poprzednio, wskutek czego zwiększa się szybkość ruchu i wiatr dosięga swej największej szybkości w miejscu, gdzie linje prądów są najgęstsze. Działanie zasłony w pionowym kierunku na linję prądów odczuwa się jeszcze ponad nią na dwukrotnej wysokości samej zasłony. Następuje to nie nad samą przeszkodą, a za nią. Dalej, za zasłoną, linje w samym biegu spuszczają się powoli na dół, rozstępując się jednocześnie, a szybkość wiatru słabnie. Jedna z tych linij, przechodząca najniżej nad przeszkodą (patrz rysunek 12), zajmuje odrębne stanowisko wśród innych. Odpowiada ona w przekroju tak zwanej powierzchni odgraniczającej, to jest tej, która odgranicza przestrzeń, w jakiej warstwy powietrza poruszają się prawidłowo, od tak zwanej **przestrzeni zwichrzonej**. W przestrzeni zwichrzonej pojedyńcze wiry oznaczone są strzałkami. Jak widzimy, części powietrza odrywając się od głównej masy, zstępują w ruchu wirowym do przestrzeni zwichrzonej, wytwarzając w pobliżu zasłony jeden wielki wir, posiadający u dołu kierunek przeciwny ogólnemu kierunkowi wiatru. Podobny wir, choć daleko mniejszy, wytwarza się także przed zasłoną. Jednocześnie ze spuszczaniem się linij prądów, zmniejsza się także przestrzeń zwichrzona, przechodząc powoli w prąd zwichrzony, poruszający się nad samą ziemią. Prąd

zwichrzony ustaje i przechodzi w normalny na odległości równej mniej więcej dwudziestokrotnej wysokości zasłony. Na tej odległości wszystkie linje prądów mają już przebieg normalny.

Podczas walki chemicznej należy pamiętać o przestrzeni zwichrzonej, nie szukać schronienia za budynkami i ogrodzeniami wobec nadchodzącej chmury gazowej, chyba w pierwszych chwilach tylko, na czas krótki, bowiem przestrzeń zwichrzona prędko się napełnia wirami gazu i tylko początkowe skupienie gazu będzie w niej słabsze, natomiast po przejściu chmury długo jeszcze będą tam kotłowały wiry gazowe, przy powietrzu już czystem w pewnej odległości.

Przekrój poziomy da nam rozkład linij prądów powietrznych, tworzących się w miejscach, gdzie powietrze obchodzi przeszkodę z boków. Nad temi prądami nie będziemy się dłużej zatrzymywali, gdyż linje prądów mają rozkład zupełnie podobny do poprzedniego. Możemy więc nasz rysunek umieścić z obu stron zasłony, aby otrzymać rozkład w całości.

Obserwacje wiatru w lesie dowodzą, że wiatr tam jest słabszy niż nazewnątrz i coraz więcej słabnie, im dalej posuwamy się w głąb lasu. Posiadamy wzory, według których można obliczyć szybkość wiatru panującego w różnych odległościach od brzegu lasu ku środkowi; są one jednak dość złożone. Jako przykład wpływu lasu na szybkość podajemy następujące dane: w dość gęstym lesie, ogołoconym z liści, mającym drzewa o wysokości 10 metrów, wiatr wiejący zewnątrz lasu z szybkością 10 metrów na sekundę słabnie do 4 metrów na sekundę w odległości już 60 metrów od brzegu. Na odległości 120 metrów od brzegu ma już tylko $1^1/_2$ metra na sekundę, a zanika prawie zupełnie na odległości 240 metrów. W bardzo gęstych lasach, z drzewami pokrytemi liściem, spadek szybkości jest jeszcze większy. Wsku-

tek tego poruszające się masy powietrza nie mogą przeniknąć przez las większych rozmiarów na drugą jego stronę. Jeżeli brzeg lasu zwrócony pod wiatr ma duże rozmiary, to powietrze pędzone wiatrem musi przechodzić ponad lasem, przed lasem bowiem, spotykając opór spręża się i napływające nowe masy wznoszą się do góry— część jednak powietrza przenika dołem, w głąb lasu na małą, jak widzieliśmy wyżej przestrzeń, wznosząc się stopniowo do góry i wychodząc między szczytami drzew nazewnątrz. W taki sposób powstaje zmniejszanie siły wiatru w głębi lasu. Nad lasem szybkość wiatru jest powiększona i warstwy powietrza są zwichrzone.

Z przeciwległej strony lasu powietrze opuszcza się na dół; te prądy zstępujące poczynają się już w samym lesie, na niewielkiej odległości od brzegu, główne jednak masy spuszczają się stopniowo za lasem na znacznej odległości. Przy samym brzegu formuje się także wir (jak w zasłonie pionowej) — tylko słabszy.

Taką samą drogę odbywa chmura gazowa. Gaz wstępuje do lasu z małą szybkością, powoli. Jak daleko chmura gazowa przeniknie w głąb lasu, zależeć będzie od warunków meteorologicznych; w nocy, kiedy w lesie jest cieplej niż w polu, gaz przenika głębiej, napływająca bowiem chmura trzymając się dołu, łatwiej może usunąć przed sobą ciepłe i lżejsze powietrze leśne. Drogi leśne, poręby, polany, wogóle zmniejszona gęstość lasu, będą w dużym stopniu sprzyjały przenikaniu chmury w głąb lasu. Wzdłuż dróg wyrąbanych w lesie, dają się czasem zaobserwować bardzo znaczne wiatry, których kierunek nic niema wspólnego z kierunkiem wiatru w polu; drogami takiemi może przenikać i chmura gazowa w głąb lasu i to bardzo daleko. Gaz trzyma się w lesie przez długi czas po przejściu chmury nad lasem, rozprzestrzeniając się powoli w dalszym ciągu w głąb. Na przestrzeniach porośniętych krzakami gaz zatrzymuje się też bardzo długo,

gdyż prędkość ruchu dolnych warstw powietrza w miejscowościach takich jest znacznie zmniejszona. Zupełnie to samo dzieje się w polu pokrytem gęstem, wysokiem zbożem, pszenicą lub żytem.

Jeżeli wiatr napotyka na swej drodze wąwozy idące wpoprzek jego kierunku, to słabnie tem więcej, im głębszy będzie dół w stosunku do jego szerokości. W głębokim, wąskim wąwozie, rowie może zupełnie nie być wiatru, jeżeli ten wieje wpoprzek a nie wzdłuż rozdołu.

Rysunek 13 przedstawia wynik jednego z licznych pomiarów, dokonanych w Rosji.

Rysunek ten uzmysławia przekrój pionowy dołu. Wysokości punktów łamanej linji PP nad prostą AB odpowiadają prędkości wiatru w metrach na sekundę, jaki panował narazie w rozdole pod temi punktami. Prędkości wiatru oznaczone są dla każdego punktu, w którym robione były obserwacje. Strzałka wskazuje kierunek wiatru. Z rysunku widzimy, że szybkość panującego wiatru była 6,5 metra na sekundę. Spadek szybkości jest bardzo nagły w miejscu, gdzie ściana rozdołu ma położenie bliskie do pionu. Na dnie rozdołu panuje prawie cisza, gdyż szybkość wynosi tylko 0,5 metra na sekundę. Ta cisza trwa na dość dużej przestrzeni, chociaż poziom wznosi się stopniowo. Dalej następuje zwiększenie szybkości i w punkcie leżącym pod literą B wiatr wieje znowu z szybkością 6,5 metrów na sekundę.

W rowach wąskich, mających ściany prawie pionowe niema prawie ruchu powietrza, jeżeli wiatr wieje w poprzek rowu. Wytwarzają się w nich jednak drobne wiry i powstaje rodzaj zwichrzonej przestrzeni — (patrz rysunek zasłony pionowej). Wiry te powodują, że od chmury gazowej przechodzącej nad rowem odrywają się jej cząstki i wirowym ruchem opuszczają się w głąb rowu, wskutek czego rów napełnia się po pewnym czasie gazem, który może osiągnąć koncentrację tej samej wielkości

jaką posiada zewnątrz rowu. Gaz w rowie pozostaje jeszcze przez długi czas po przejściu nad nim chmury gazowej.

Narazie musimy ograniczyć się do tych przykładów, ze względu na szczupły zakres niniejszej pracy.

METEOROLOGJA SYNOPTYCZNA.

Mapy z izobarami, o których była mowa wyżej, mogą służyć jednocześnie także do oznaczania rozkładu innych elementów meteorologicznych. Noszą one wtedy nazwę „map synoptycznych". Mapa synoptyczna daje w takim razie nietylko przegląd stanu pogody w pewnej dowolnej chwili, ale również ułatwia **przewidywanie** zmian mogących nastąpić w rozkładzie elementów, to jest — ułatwia przewidywanie pogody.

Na mapie takiej oznaczone są wartości elementów meteorologicznych otrzymane na każdej stacji w pewnej ściśle wyznaczonej jednej i tej samej chwili, w postaci znaków, liczb i, jak już wiemy, krzywych (izobary). Na mapie każda stacja oznacza się zapomocą kółka, którego części są zabarwione, stosownie do stopnia zachmurzenia.

W synoptyce zadowalamy się tylko czterema stopniami zachmurzenia, oznaczając je następującemi znakami:

 —— oznacza niebo zupełnie czyste (bez chmur).

 —— „ „ pokryte w czwartej części chmurami.

 —— „ „ pokryte w połowie chmurami.

 —— „ „ „ w trzech czwartych chmurami.

 —— „ „ „ zupełnie chmurami.

Inne zjawiska meteorologiczne zaszłe w czasie spostrzeżeń, oznaczane są tuż przy kółku odpowiedniemi znakami. I tak:

 —— oznacza deszcz.

 —— „ śnieg.

 —— „ mgłę.

 —— „ opary (sucha mgła).

 —— „ burzę (błyskawice i pioruny).

 —— „ grad.

Temperatura podana jest obok kółka w całych stopniach Celsjusza.

Wiatr oznacza się strzałką wskazującą kierunek wiatru. Strzałka „leci“ z wiatrem i ilość piórek na strzałce oznacza siłę (szybkość) wiatru. Kreski (piórka) na strzałce mogą być krótkie i długie (podwójnej długości). Krótka kreska oznacza siłę wiatru 1 według skali Beaufort'a—długa kreska, siłę wiatru 2. Sumując wartość wszystkich kresek strzałki, otrzymujemy szybkość wiatru, który panował na stacji w stopniach skali Beaufort'a. Cisza oznacza się kółkiem koncentrycznem otaczającem kółko stacji. Będziemy więc mieli naprzykład następujące znaki:

 —— oznacza ciszę.

 — oznacza wiatr. N, 1 st. Beaufort'a

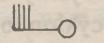
 — „ „ NE, 3 „ „

 — „ „ E, 4 „ „

 — „ „ SE, 5 „ „

 — „ „ S, 6 „ „

 — „ „ SW, 7 „ „

 — „ „ W, 8 „ „

 — „ „ NW, 9 „ „

Wiatrów silniejszych aniżeli 9 Beaufort'a zwykle nie notuje się na mapach synoptycznych; stawia się znak 9.

Oprócz tego, jak już wiemy, wykreśla się izobary i mapa jest wtedy gotowa do użycia.

Izobary są najważniejszym czynnikiem na mapie synoptycznej, używanej do przepowiedni pogody. Układają się one w najrozmaitszy sposób, jednakże przepatrując mapy synoptyczne znajdziemy prawie na każdej z nich izobary w kształcie krzywych, zamkniętych, zbliżonych do koła, a częściej jeszcze kształtu eliptycznego, otaczających koncentrycznie pewien obszar. Jeżeli nad tym środkowym obszarem panuje niskie ciśnienie, nazywamy taki

układ „**cyklonem**“, albo też niżem i stawiamy w środku literę „N“; jeżeli w środku panuje wysokie ciśnienie, wtedy nazywamy układ „**antycyklonem**“ lub wyżem i oznaczamy literą „W“.

W cyklonie więc i antycyklonie układ izobar, odpowiadających różnym ciśnieniom, będzie jak na rysunku 14.

Cyfry przy izobarach rysunku oznaczają ciśnienie panujące na izobarze w całych milimetrach.

W cyklonie na środkowej izobarze panuje, jak widzimy, ciśnienie 740, na obszarze wewnątrz tej izobary niższe. Oddalając się od tego środka niskiego ciśnienia w dowolnym kierunku spotykamy izobary z coraz większem ciśnieniem. Ciśnienie **wzrasta** tedy we **wszystkich** kierunkach od środka. Odwrotnie rzecz się ma w antycyklonie; w samym jego środku panuje ciśnienie większe niż 760 wskazane przy środkowej izobarze i ciśnienie to **spada we wszystkich** kierunkach, w miarę oddalenia się od środka antycyklonu. Jeżelibyśmy sobie przedstawili plastycznie te oba układy, to cyklon odpowie formie lejka, antycyklon zaś, stożka.

Wśród różnych innych typów układu izobar rozróżnianych w meteorologji synoptycznej, cyklon i antycyklon są najważniejsze, jako wywołujące największe kontrasty w pogodzie, tak zimą jak i latem. Jakież wiatry będą wiały w obrębie cyklonu i antycyklonu? Już z tego co wyżej powiedzieliśmy o wiatrach, możemy sobie poniekąd dać odpowiedź na to pytanie, jeżeli będziemy brali pod uwagę pojedyńcze punkty, lecz o ogólnym ruchu mas powietrznych na obszarze tych układów jeszcze nic nie wiemy, a jest on w wysokim stopniu odrębny dla każdego z nich, jak się o tem zaraz przekonamy.

Na rysunku 15 przedstawiony jest cyklon i antycyklon. Dla przykładu wzięliśmy idealnie okrągły cyklon i takiż sam antycyklon, co się w rzeczywistości nigdy nie zdarza, lecz ułatwi nam to zrozumienie całego

procesu. Otóż tak w jednym jak w drugim przypadku izobary przedstawione są przez koła współśrodkowe. W cyklonie, jak już wiemy, ciśnienie zmniejsza się ku środkowi, w antycyklonie zaś się zwiększa. Oczywiście w pierwszym wypadku masy powietrza, pod wpływem większego ciśnienia będą dążyły ze wszystkich stron w kierunku poziomym **ku środkowi**, w drugim wypadku we wszystkie strony w poziomym kierunku **od środka.** Lecz zamiast płynąć w kierunku promieni izobar, jakby to musiało mieć miejsce, jeżeli izobary mają kształt koła, powietrze zbacza pod wpływem siły **Coriolis'a** (o czem mówiliśmy już wyżej) na północnej półkuli w prawo. Zamiast płynąć naprzykład w kierunku od S ku N, powietrze porusza się na całej linji mniej więcej od SW ku NE, zbaczając w ten sposób w prawo. W podanych rysunkach małe strzałki wskazują, jakie będą w rzeczywistości kierunki wiatrów wskutek działania siły Coriolis'a, w otoczeniu cyklonu i antycyklonu. Strzałki te pozwalają nam jednocześnie wyznaczyć drogi, któremi cząstki powietrza dążą ku środkowi cyklonu lub od środka antycyklonu. Są one wykreślone na naszych rysunkach. Gdybyśmy umieścili w tych rysunkach większą ilość strzałek, np. dla 8-miu jeszcze pośrednich kierunków róży wiatrów, które nie są na nich uwzględnione, cały przebieg stałby się jeszcze widoczniejszy. Strzałki ułożyłyby się wzdłuż czerwonych krzywych wykreślonych. Widzimy więc, że powietrze płynie na półkuli północnej **ku środkowi** cyklonu po linjach jakby spiralnych, **w kierunku przeciwnym obrotowi wskazówek zegara**, w antycyklonie zaś—**od środka,** po takich że krzywych, lecz w kierunku **zgodnym z obrotem wskazówek zegara.** Jeżeli poprowadzimy w dowolnym punkcie tych krzywych styczną, to styczna wskaże nam kierunek wiatru panującego w tem miejscu. Na południowej półkuli wiatry zbaczają w lewo, przeto w cyklonie wytwarza się ruch powietrza **za wska-**

zówkami zegara, zaś w antycyklonie **przeciw wskazówkom zegara.**

W obu wypadkach wiatry będą tem silniejsze, im większy będzie gradjent, o czem także mówiliśmy wyżej.

Oczywiście w przyrodzie układ izobar i kształt ich zarówno w cyklonach, jak w antycyklonach, będzie znacznie więcej nieregularny, co pociąga też za sobą bardziej złożony system wiatrów w ich otoczeniu. Jednakże zawsze możemy zastosować regułę Buys-Ballot'a czyli tak zwane „baryczne prawo wiatrów." Reguła ta głosi: **jeżeli staniemy plecami** do wiatru, to **minimum** ciśnienia (środek cyklonu) znajdzie się na **lewo** i nieco zprzodu, zaś maximum ciśnienia (środek antycyklonu) na prawo i nieco ztyłu."

Z podanych rysunków można przekonać się, że to istotnie ma miejsce.

Zarówno cyklony, jak antycyklony są wytworami ruchomemi i przenoszą się z miejsca na miejsce. Do Europy cyklony przychodzą zwykle z zachodu, jednakże mogą wytwarzać się i na naszym kontynencie. Większość ich ciągnie od SW ku NE. Pewne drogi są więcej uczęszczane w zimie, inne znowu w lecie. Możemy jednak powiedzieć, że większość cyklonów przeciąga na północ od ziem polskich. Antycyklony powstają przeważnie na naszym kontynencie. Cyklony odznaczają się większą ruchliwością, antycyklony zaś lubią pozostawać czas dłuższy na jednem miejscu.

Rozpatrzmy teraz, co się w dalszym ciągu dzieje z temi masami powietrza, które ze wszech stron dążą w kierunku poziomym ku środkowi cyklonu? Oczywiście masy te muszą się gdzieś podziać, a nie mając drogi wyjścia w kierunku poziomym, wznoszą się z konieczności w górę. Wiemy już, że powietrze wznoszące się do góry oziębia się przytem dynamicznie, jeżeli się oziębi niżej punktu rosy, to zawarta w niem para wodna zacznie wydzielać się. Z tej też przyczyny cyklony w któ-

rych, jak widzimy panują zawsze prądy wstępujące, przynoszą zwykle ze sobą opady (deszcz lub śnieg) i nieodzownie wielkie zachmurzenie.

Odwrotne warunki mamy w antycyklonach. Tu masy powietrza odpływają we wszystkie strony w kierunku poziomym a na ich miejsce spływają z góry nowe masy. Powstają więc prądy zstępujące i powietrze musi się w tym wypadku, jak wiemy, nagrzewać dynamicznie i oddalać od swego punktu rosy. Powietrze robi się coraz suchsze w miarę zniżenia i o dużem zachmurzeniu nie może być mowy, tem mniej o opadach. Antycyklony przynoszą z sobą dnie słoneczne. Jakież będą skutki tego w różnych porach roku? Latem, w otoczeniu cyklonu i przy wielkiem zachmurzeniu, słońce w ciągu dnia nie nagrzewa ziemi; wprawdzie nie oziębia się ona w tym wypadku w nocy, gdyż promieniowanie w przestrzeń jest wstrzymane, lecz w lecie mamy dnie długie a noce krótkie. Stąd wynika, że temperatura powietrza musi spadać, do czego jeszcze przyczyniają się deszcze. Możemy więc powiedzieć, że naogół cyklony przynoszą nam latem zniżkę temperatury. Odwrotnie, antycyklony — w ciągu dnia słonecznego ziemia silnie ogrzewa się i stosunkowo mało oziębia się w ciągu nocy, pomimo silnego promieniowania. Będą więc panowały skwarne dnie. W zimie wszakże role zmieniają się ponieważ dnie wtedy bywają krótkie i wogóle ilość ciepła przysyłanego nam przez słońce jest mniejsza, a noce długie. Przy cyklonicznem zachmurzeniu w ciągu długiej nocy, ziemia nie traci swego ciepła, więc stopniowy proces oziębienia jej, odbywający się w ciągu zimy jest wstrzymany. Przy antycyklonie zaś przeciwnie; gdy niebo nie zachmurzone, ziemia traci w ciągu nocy znaczne ilości ciepła, daleko większe od tych jakie otrzymuje w ciągu krótkiego dnia od słońca. Jeżeli antycyklon przez długi czas stoi na jednem miejscu, to proces oziębiania ziemi trwa bez przerwy. Wtedy właśnie następują najsilniejsze mrozy.

Możemy więc naogół powiedzieć, że **w lecie cyklony** przynoszą nam **chłód i opady, antycyklony** zaś słoneczne, skwarne dnie, **w zimie**, w czasie **cyklonu** spotykamy **stosunkowe ciepło** i opady (prądy wstępujące) — w czasie antycyklonu **wielkie mrozy.**

Taka jest ogólna charakterystyka pogody towarzyszącej cyklonom i antycyklonom. Dla przykładu dodajemy poniżej 4 mapki synoptyczne (patrz rysunki 16, 17, 18 i 19). Mapka 16 przedstawia stan pogody 14 czerwca 1923 r. o g. 7 rano. Środek cyklonu leży nad południową Szwecją i naogół niskie ciśnienie panuje na wielkim obszarze. Kółka zaczernione świadczą, że nad całą zachodnią i środkową Europą wisi jedna olbrzymia chmura deszczowa pokrywająca całkowicie niebo, wydzielająca z siebie opady. Deszcze są notowane w Szwecji południowej, w Danji i w całych Niemczech oraz w Polsce. Temperatura stosunkowo, jak na czerwiec niska, około 10 stopni w całej Europie. Widzimy jednak, że naogół przód cyklonu, t. j. jego strona wschodnia, cieplejszy jest od tyłu (strona zachodnia). Przyczynia się do tego rozkład wiatrów, znany nam już z rysunku 15. Zprzodu wieją wiatry południowo-wschodnie i południowe, przynosząc z sobą powietrze ciepłe; z zachodniej zaś strony (ztyłu) mamy wszędzie wiatry północne lub północno-zachodnie. Należy więc zawsze o tem pamiętać, że przód cyklonu, szczególnie w lecie, jest zwykle ciepły, a tył chłodny.

Wiatry te są tem bardziej chłodne latem, że niosą z sobą powietrze z nad morza. Widzimy też, jak szybkość wiatru zależna jest od gradjentu. W Danji, w północnych Niemczech, gdzie gradjent jest stosunkowo duży (izobary zgęszczone), wieją wszędzie wiatry z szybkością około 10 m/sek., tymczasem kiedy w południowo-zachodniej części cyklonu, z nader małym gradjentem, notowano wiatry słabe, zaledwie 3 m/sek. W samym środku cyklonu

wiatry są zwykle słabsze, z powodu panującego tam najsilniejszego prądu wstępującego.

Zupełnie inny wygląd ma cała Europa na rysunku 17. 12 lipca 1923 r. o g. 7 rano panuje nad całą Europą antycyklon olbrzymich rozmiarów. Środek jego leży nad środkową Europą. W całej Europie prawie ani jednej chmurki, kółka prawie wszystkie są białe. Temperatura jak na 7 godzinę rano bardzo wysoka, około 20^0 i wyżej. Gradjent, **jak zwykle przy antycyklonach niewielki,** wiatry bardzo słabe, w samym środku, wskutek najsilniejszego prądu zstępującego, niemal zupełna cisza. Następne 2 mapki, 18 i 19, przedstawiają pogodę, jaka panowała 21 stycznia 1924 r. i 24 stycznia tegoż roku o g. 7 rano. Trzy dni tylko minęło, lecz jak wielkie zmiany zaszły w tym czasie! 21 stycznia mamy cyklon ze środkiem jego nad Łotwą i Estonją. Pod wpływem tego cyklonu, a także drugiego zarysowującego się na dalekim zachodzie, cała Europa jest zachmurzona. Wszędzie opady (deszcz lub śnieg) i temperatura **wysoka,** z wyjątkiem Szwecji i Finlandji, wszędzie **wyżej zera!** Na tejże mapce widzimy na północy już sformowany antycyklon oznaczony literą W i takiż sam, dopiero powstający na południo-zachodzie, z nieznaczną zwyżką ciśnienia. Rzućmy teraz okiem na mapkę 19. Cóż widzimy? W całej zachodniej Europie ani jednej chmurki i mrozy dochodzące do 25^0! Cóż się stało? Oto cyklon zalegający przed trzema dniami nad północno-wschodnią Europą powędrował dalej na wschód i znikł z naszego horyzontu. Natomiast dwa wyże, o których wspominaliśmy, zbliżyły się ku sobie, usiłując połączyć się. Południowy posunął się ku północy, znacznie rozwinął się i zalega nad całą Europą środkową, z bardzo znacznem ciśnieniem w swem centrum (wyżej 77.5 mm). Te dwa wypadki charakteryzują bardzo wymow-

nie pogodę towarzyszącą zimowym cyklonom i antycyklonom.

Wspomnieliśmy wyżej o formującym się na wschodzie cyklonie (rysunek 18). Obecnie ten cyklon pogłębił się znacznie (730 mm), zalegając nad Islandją. Mamy więc na rysunku 10 oba zjawiska jednocześnie i widzimy stopniową zmianę pogody w miarę przesuwania się od antycyklonu ku cyklonowi. W Europie środkowej silne mrozy i gradjent mały, jak zwykle w antycyklonach; wskutek tego bardzo słabe wiatry lub zupełna cisza. Zachmurzenia żadnego. W miarę jednak zbliżania się ku cyklonowi, widzimy jak zachmurzenie wzrasta, zjawiają się opady, gradjent się zwiększa i wiatr nabiera coraz większej mocy. Jednocześnie następuje stopniowy wzrost temperatury, w Anglji i Irlandji mamy już temperaturę 8^0 i 9^0 wyżej zera.

Jeżeli 20 stycznia moglibyśmy przewidzieć, jak się będą poruszały przedstawione na mapce ukształtowania ciśnienia barometrycznego, to bylibyśmy oczywiście w stanie przepowiedzieć, jaka nas oczekuje w najbliższej przyszłości pogoda.

Że cyklony wędrują przeważnie z zachodu na wschód, o tem już wiemy. Doświadczenie i długa praktyka, a także niektóre dane teoretyczne pozwalają nam, przy posługiwaniu się wszystkiemi danemi mapy synoptycznej, określić bliżej drogę, którą będzie się poruszał np. cyklon lub antycyklon.

Przypuśćmy, że ukazał się cyklon w zachodniej Europie i że środek jego leży na szerokości Warszawy. Jeżeli na zasadzie wszystkich danych mapy synoptycznej przyszliśmy do przekonania, że cyklon będzie się poruszał po linji W ku E, to musimy oczekiwać, że po pewnym czasie środek jego przejdzie nad Warszawą. Szybkość ruchu cyklonów wynosi u nas w Europie około 30 kilometrów na godzinę; w zimie poruszają się one

szybciej, latem powolniej. Możemy więc mniej więcej przewidzieć, kiedy środek cyklonu będzie przechodził nad Warszawą. Jakież będą objawy pogody w czasie zbliżania, przejścia nad nami i oddalania się na wschód cyklonu? Aby o tem sądzić, dość jest przeciąć dany cyklon prostą idącą od W ku E przez jego środek i rozpatrzyć wszystkie zjawiska następujące po sobie, posuwając się wzdłuż tej prostej od strony **prawej** ku **lewej**, w tym porządku bowiem będą one przechodziły ponad Warszawą, gdy cyklon porusza się od lewej ku prawej stronie (patrz rysunek 15 i mapki 16 i 18). Powiemy więc przedewszystkiem, że oczekuje nas początkowo zniżka ciśnienia; jednocześnie zachmurzenie zacznie wzrastać w ten sposób, że początkowo będą się pojawiały chmury **najwyższe (pierzaste)** a potem coraz to niższe, aż wreszcie pocznie padać deszcz lub śnieg. Siła wiatru będzie się wzmagała w stosunku do gradjentu i wiatr będzie miał kierunek (patrz rys. 15 i mapki 16 i 18) SE.

Ze zjawieniem się wiatru SE będziemy mieli temperaturę początkową dość wysoką (będzie stosunkowo ciepło) szczególnie latem, lecz ze zjawieniem się mocnego zachmurzenia a potem opadów także latem, temperatura spadnie nieco. Kiedy środek cyklonu będzie już blisko, wiatr zesłabnie, lecz opady zwiększą się (najsilniejszy prąd wstępujący). Z chwilą przejścia środka cyklonu nad nami, barometr wskaże najniższe ciśnienie i nastąpi raptowna zmiana kierunku wiatru, który zmieni się o całe 180^0 t. j. przejdzie na NW (patrz rysunek 15). Ze zmianą kierunku wiatru nastąpi też zmiana temperatury powietrza; spadnie ona raptownie (szczególnie latem). Barometr w dalszym ciągu zacznie się podnosić; nad nami zaczyna przechodzić tył cyklonu. Temperatura wciąż niska (tył chłodny), opady zmniejszają się, zachmurzenie rzednie i wkońcu następuje wypogodzenie.

Takie więc będą zmiany pogody przewidziane w oczekiwaniu przejścia środka cyklonu nad nami.

Rozpatrzmy teraz, jakie zmiany pogody są do przewidzenia, gdy środek cyklonu przechodzi niezbyt daleko na północ od nas. W tym wypadku, naprzykład nad Warszawą, przejdą południowe części cyklonu. Przypuśćmy, że nad Warszawą przejdzie część cyklonu przecięta przerywaną prostą AB (patrz cyklon—rysunek 15).

Posuwając się po tej linji, znowu od strony prawej ku lewej, będziemy mieli mniej więcej ten sam przebieg pogody, wszakże wiatr będzie zmieniał kierunek w porządku zupełnie odmiennym niż to miało miejsce w wypadku poprzednim. Początkowo wiatr będzie SE, przechodząc stopniowo na S, SW, W i nareszcie NW i t. d.

Kiedy sam środek cyklonu mija Warszawę, wiatr będzie wiał SW lub W i potem już zaczną następować wiatry ze składową północną, przynoszące zniżkę temperatury. Wiatr w tym wypadku obraca się więc zawsze za słońcem. Wogóle można powiedzieć, że wiatr przynosi przeważnie taką pogodę, jaka panuje w miejscowościach, skąd tenże wiatr wieje; przewidywanie więc kierunku wiatru i stopniowej zmiany tego kierunku odgrywa pierwszorzędną rolę w meteorologji synoptycznej.

Zupełnie inny przebieg wiatrów będzie, jeżeli cyklon przejdzie od nas na południe. Wtedy będą przechodziły nad nami części cyklonu wskazane na rysunku 15 przez przerywaną prostą CD. Będziemy więc mieli początkowo wiatry SE, potem zaś E, NE, N, nareszcie NW. Wiatr zatem obraca się w kierunku odwrotnym do ruchu słońca.

Taki jest ogólny zarys przewidywania przebiegu pogody w czasie przejścia cyklonu. Jeżeli cyklon przechodzi daleko od nas, może się zdarzyć oczywiście, że opa-

dów wcale nie będzie; wpływ cyklonu na zmianę pogody ograniczy się tylko do zwiększenia zachmurzenia i zmiany temperatury oraz wiatru, w sensie wyżej wymienionym. Bardzo dalekie cyklony wreszcie nie mogą już wywierać żadnego bezpośredniego wpływu na pogodę panującą u nas.

Przy przejściu antycyklonów możemu stosować te same metody co przy cyklonach i wyprowadzać odpowiednie wnioski. Zaznaczyć jednak należy, że w naszych stronach, antycyklony przenoszą się z miejsca na miejsce w sposób bardzo nieregularny. Lubią one naogół pozostawać dłuższy czas w jednem i tem samem miejscu i wtedy nie mamy również długo znacznych zmian atmosferycznych; w życiu potocznem mówimy wtedy, że „pogoda się ustaliła".

Wszystko cośmy tu wyżej powiedzieli o sposobach przewidywania pogody zastosowanem jest do wypadków wprawdzie ważnych, lecz stosunkowo prostych i po części traktowanych szematycznie. W rzeczywistości nawet przy przejściu cyklonów zachodzą najrozmaitsze inne komplikacje. Sam cyklon ma częstokroć formę bardzo nieprawidłową; izobary mają kształt wężykowaty, tworząc znaczne wklęsłości i wypukłości. Te zaś mogą wytwarzać miejscowy układ wiatrów odrębny od ogólnego układu cyklonicznego. Jeżeli jeszcze dodamy, że cyklon nietylko porusza się po pewnym torze, lecz obraca się jednocześnie około swego środka w kierunku przeciwnym wskazówkom zegarka, to łatwo zrozumieć z jakiemi trudnościami walczy się przy przepowiedniach pogody.

Oprócz cyklonów i antycyklonów, rozróżniamy jeszcze cały szereg innych układów izobarycznych, mających swe odrębne cechy i nazwy. Rozpatrywanie każdego z nich zaprowadziłoby nas zbyt dalego i musimy się tu ograniczyć do tej drobnej, lecz ważnej części

dziedziny meteorologji synoptycznej, którą podaliśmy wyżej; żywimy wszakże nadzieję, że to, cośmy tu powiedzieli, da każdemu możność orjentowania się w mapach synoptycznych i pozwoli mu w wypadkach rozpatrzonych zdawać sobie sprawę z mogących nastąpić zmian pogody.

KRÓTKI ZARYS KLIMATU ZIEM POLSKICH ORAZ PAŃSTW OŚCIENNYCH.

Pod słowem—klimat—rozumiemy całokształt wszystkich zjawisk meteorologicznych, charakteryzujących przeciętny stan atmosfery jakiejkolwiek bądź miejscowości na powierzchni ziemi.

Nie podlega wątpliwości, że najważniejszym czynnikiem klimatycznym jest temperatura powietrza. Pomijając wnętrze ziemi, którego wpływ jest minimalny, jedynem źródłem ciepła na powierzchni ziemi są promienie otrzymywane od słońca, gdyż nagrzewanie przez promienie wszystkich innych ciał przestworza razem wziętych jest znikome.

Ilość otrzymywanego ciepła w danem miejscu jest jednak zależna od kąta padania promieni słonecznych na powierzchnię i od przeciągu czasu ich działania, t. j. od długości dnia, a więc od szerokości geograficznej. Jeżeliby cała powierzchnia ziemi była zajęta przez jeden olbrzymi i gładki ląd (lub też była pokryta całkowicie wodą) i posiadała przy tem atmosferę suchą, niezawierającą pary wodnej (albo nie posiadała wogóle atmosfery), to rozkład ciepła na jej powierzchni regulowałby się wszędzie ilością otrzymanego w danem miejscu ciepła słonecznego z jednej i ciepła utraconego przez promieniowanie w przestrzeń z drugiej strony. Przy wymienionych warunkach jednak, te dwa czynniki musiałyby być jednakowe dla wszystkich miejscowości położonych na jednej i tej samej szerokości geograficznej. Stąd

więc wynika, że strefy z jednakowemi warunkami cieplnemi zlewałyby się z równoleżnikami, t. j. byłyby niezależne od długości geograficznej.

W rzeczywistości jednak tak nie jest. Złożony rozkład lądów i przestrzeni wodnych, obecność pary wodnej w atmosferze i powodowane przez nią objawy zgęszczenia, oraz wiele innych czynników stąd wynikających, przyczyniają się do tego, że temperatura powietrza wcale nie jest jednakowa na jednym i tym samym równoleżniku, lecz jest także zależna od długości geograficznej.

Mówiliśmy już o tem, jak wielka jest różnica w nagrzewaniu gruntu i wody przy jednakowych nawet warunkach działania promieni słonecznych i wywoływanych przez to miejscowych różnicach temperatury powietrza. Zupełnie takie same zjawiska mają miejsce na całej kuli ziemskiej, tylko częstokroć w ogromnych i imponujących rozmiarach.

Olbrzymie lądy nagrzewają się w ciągu lata w wielkim stopniu i w takimże stopniu oziębiają się w ciągu zimy, wykazując skutkiem tego ogromną dzienną, a szczególnie roczną amplitudę temperatury powietrza. Zupełnie inny przebieg temperatury mamy nad powierzchnią wodną. Przestrzenie wodne są, jak wiemy, jeszcze większe i zajmują $^3/_4$ powierzchni całej ziemi. Na tych olbrzymich obszarach odbywa się proces odwrotny. Powietrze pod wpływem mas wodnych nie nagrzewa się tak silnie latem i nie oziębia się w takim stopniu, jak to ma miejsce nad lądem. Różnice rocznej temperatury powietrza są daleko mniejsze — zimy łagodniejsze, lata mniej skwarne. Masy powietrza zalegające nad powierzchnią mórz i oceanów muszą oczywiście wywierać pewien wpływ na temperaturę mas powietrznych zalegających nad lądem. Wpływ ten oceaniczny, czyli morski nie ograniczą się tylko do części lądu bezpośrednio przylegających do morza, lecz sięga przy sprzy-

jających warunkach daleko w głąb. Rozróżniamy więc dwa główne typy klimatyczne — **klimat morski i klimat lądowy czyli kontynentalny.**

Aby udowodnić, jak wielkie powstają różnice w rozkładzie rocznym temperatury powietrza na tej samej szerokości geograficznej wskutek wymienionych przyczyn, podajemy w następnej tabliczce szereg punktów leżących mniej więcej na 52° północnej szerokości geograficznej, t. j. na szerokości Warszawy, różniących się jednak w szerokich granicach pod względem swej długości geograficznej. Będziemy się przytem posuwali od wybrzeży oceanu Atlantyckiego ku wschodowi, aż do oceanu Spokojnego, przecinając wzdłuż ląd europejsko-azjatycki. Wymieniamy na tabliczce dla każdego punktu przeciętną temperaturę powietrza najcieplejszego i najzimniejszego miesiąca roku, t. j. lipca i stycznia, oraz różnice tych wskazań, czyli tak zwane amplitudy roczne temperatury a także średnią temperaturę roczną.

Wysokości nad poziomem morza tych punktów mało się różnią jedne od drugich, zresztą niema to wpływu na różnicę temperatury styczniowej i lipcowej, o którą nam głównie teraz chodzi.

I.

	Walencja	Greenwich	Hannower	Warszawa	Kijów	Tambów	Orenburg	Semipałatyńsk	Błagowieszczensk	Aleksandrówka	Petropawłowsk
Długość	10°	0°	9°	21°	30°	41°	55°	80°	127°	142°	158°
geogr.	18'W	0'	45'E	0'E	31'E	28'E	7'E	13'E	38'E	6'E	43'E
Styczeń	7°.1	3°.6	0°.4	—3°.6	—6°.2	—11°.5	—15°.9	—17°.5	—25°.4	—18°.1	—8°.9
Lipiec	15.2	17.0	17.3	18.9	19.2	20.5	21.6	22.2	21.3	16.7	14.6
Różnica	8°.1	13°.4	16°.9	22°.5	25°.4	32°.0	37°.5	39°.7	46°.7	34°8	23°.5
Śr. roczna	10.1	9.8	8.4	7.6	6.8	4.9	3.3	2.5	—0.6	0.2	2.1

Widzimy, że w Walencji, na wybrzeżu zachodniem Irlandji, panuje typowy klimat morski. Średnia temperatura stycznia wynosi przeszło 7^0 wyżej zera. Zima więc jest niezwykle łagodna. Natomiast lato stosunkowo chłodne. Różnica temperatury styczniowej i lipcowej wynosi tylko $8^0.1$. Że zima w Walencji, jak wogóle na całem zachodniem wybrzeżu europejskiem jest tak niezwykle łagodna, do tego przyczyniają się olbrzymie przestrzenie oceanu Atlantyckiego w strefie umiarkowanej, posiadające w swych warstwach powierzchniowych wyższą temperaturę od ogólnych mas wodnych tegoż oceanu na tych szerokościach. Już w **Greenwich** znajdujemy zimę znacznie chłodniejszą a lato cieplejsze i roczna amplituda wynosi tam już $13^0.4$. Widzimy z tabliczki, że z oddaleniem ku wschodowi (ze wzrostem długości geograficznej E) temperatura obniża się w zimie, wzrasta w lecie, wzrasta więc i amplituda roczna. W Warszawie amplituda roczna wynosi już $22^0.5$; w Tambowie $32^0.0$. Klimat staje się coraz bardziej lądowy.

W Błagowieszczeńsku wreszcie, na długości geograficznej 127^0 38' znajdujemy na tabliczce największą amplitudę $46^0.7$. Przeciętna temperatura stycznia wynosi tam $25^0.4$ niżej zera, w lipcu $21^0.3$. Temperatury styczniowe w Walencji i Błagowieszczeńsku różnią się o całych $32^0.5$. Ta różnica jest właściwie nawet trochę za mała, gdyż Błagowieszczeńsk leży bardziej na południe od Walencji i wzięliśmy ten punkt tylko w braku meteorologicznych danych na szerokości 52^0 tego południka.

Mamy jednak różnice temperatury styczniowej na jednakowej szerokości jeszcze o wiele większe, jeżeli posuniemy się bardziej ku północy. W **Thornshavn**, w miejscowości na wyspach Farröer, pod szerokością 62^0 N. i w **Jakucku**, który leży dokładnie na tejże szerokości, różni się jednak pod względem długości o 136^0, znajdujemy temperatury następujące:

	Thornshavn	Jakuck	różnica
styczeń	$3^0.2$	$-43^0.3$	$46^0.5$
lipiec	10. 8	19. 0	8. 2
różnica	7. 6	62. 3	

Widzimy więc, że styczniowa temperatura w tych dwóch punktach różni się o $46^0.5$. Roczna amplituda w Jakucku wynosi $62^0.3$ i jest przeszło 8 razy większa niżeli w Thornshavn.

Jeżeli wspomnimy, że obie te miejscowości otrzymują jednakową ilość ciepła od słońca, to łatwo ocenić, jak olbrzymi wpływ wywiera na klimat rozkład lądów i wód na naszej kuli.

Wracając do tabliczki pierwszej i posuwając się jeszcze dalej na wschód, zauważymy, że amplitudy zaczynają się znowu zmniejszać — zima staje się cieplejsza a lato chłodniejsze. Tu więc rozpoczyna się już wpływ oceanu Spokojnego i klimat traci powoli swój charakter lądowy, zbliżając się ku morskiemu.

W Petropawłowsku, na wschodnim brzegu Kamczatki, mamy już amplitudę $23^0.5$, t. j. zbliżoną do amplitudy Warszawy. Amplituda w Petropawłowsku jest jednak o wiele większa niżeli w Walencji, chociaż obie miejscowości są położone na wybrzeżu oceanu. Cyfry pokazują nam, że przyczynia się do tego przeważnie bardzo ostra stosunkowo zima w Petropawłowsku ($-8^0.9$) i niezwykle łagodna ($+7^0.1$) w Walencji. W Walencji i wogóle w Europie zachodniej panują zimą przeważnie wiatry zachodnie, niosące ciepło od oceanu Atlantyckiego, spotęgowane oprócz tego nadmiarem ciepła, które on posiada na tych szerokościach; natomiast na wybrzeżach Kamczatki i wogóle północno-wschodniej Azji, mamy w tym czasie przeważnie wiatry północno-zachodnie, wiejące od lądu oziębionego w wysokim stopniu, jak o tem świadczą wymienione wyżej temperatury

styczniowe. Wybrzeża te są oprócz tego obmywane przez prądy zimne oceanu Spokojnego, idące od północy przez cieśninę Berynga. Z tych powodów wybrzeża północnowschodnie Azji mają klimat znacznie ostrzejszy od klimatu zachodniej Europy.

Z podanej wyżej tabliczki pierwszej widzimy, że na szerokości 52° wpływ lądu uwydatnia się bardziej w zimie niż latem, innemi słowy, temperatury zimowe podlegają większej zniżce z posuwaniem się na wschód, odpowiednie zaś zwyżki temperatury letniej są daleko mniejsze. Stąd też wynika ustawiczna zniżka średniej rocznej temperatury ze wzrostem długości E i jej późniejszy wzrost pod wpływem Pacyfiku.

Temperatura lipcowa w Jakucku (19°.0) przewyższa także temperaturę lipcową w Thornshavn (10°.8) o 8°2, różnica zaś temperatury styczniowej wynosi 46°.5. Przyczyną tego zjawiska jest pokrywa śnieżna, wykluczająca w zimie znaczne nagrzewanie powierzchni przez promienie słoneczne, oziębiająca się jednak silnie podczas długich nocy. Na szerokościach niższych, na których pokrywa zimowa już znika, różnice temperatur zimowych na tym samym równoleżniku zmniejszają się, wzrastają natomiast (wprawdzie nieznacznie) różnice temperatury lipcowej.

Ze wszystkiego wynika, że najzimniejszych miejsc na kuli ziemskiej należy szukać nie koniecznie w okolicach biegunów, lecz wogóle w głębi wielkich lądów na wysokich szerokościach i w miejscowościach możliwie ochronionych od wpływów oceanicznych — zaś najgorętszych w miejscowościach podobnie położonych, tylko na szerokościach niższych. Te teoretyczne wnioski potwierdzają się w rzeczywistości. **Biegun chłodu** znajdujemy w okolicach Wierchojańska (67° 33' szerokości N i 133° 24' długości E). Średnie temperatury stycznia i lipca w Wierchojańsku są następujące:

styczeń	— 50°.5
lipiec	15. 4
różnica	65°.9

Temperatura styczniowa jest wprost przestraszająca. Przeciętny dzień styczniowy ma temperaturę o 10° niższą od temperatury zamarzania rtęci. Widzimy stąd, że o użyciu termometru rtęciowego mowy tam niema i być nie może. Najniższa temperatura notowana w Wierchojańsku była w styczniu 1893 roku i wynosiła

— 67°.8.

Jest to **najniższa** temperatura, jaką kiedykolwiek na kuli ziemskiej obserwowano. Jeśli dodamy do tego, że **najwyższa** temperatura obserwowana w tymże Wierchojańsku wynosiła + 33°.7 w lipcu, to będziemy mieli pojęcie, do jakich granic dochodzą kontrasty cieplne w klimacie lądowym przy warunkach sprzyjających. „Biegun ciepła" nie jest dotychczas dobrze zbadany, z powodu braku obserwacyj w rozległych pustyniach południowych, gdzie go szukać należy.

Dotychczasowe obserwacje dają nam właściwie trzy obszary lądowe z najwyższemi temperaturami lipcowemi, mniej więcej jednakowemi, a mianowicie: Sahara, Indje wschodnie i pustynie w południowej Kalifornji. Co do Arabji, w której także moglibyśmy oczekiwać niezwykle wysokich temperatur, to posiadamy tylko obserwacje sporadyczne, nie pozwalające wyprowadzić stanowczego wniosku.

Najwyższa znana temperatura lipcowa na Saharze panuje w **In-Salah** (4° 47' długości E i 27° szerokości N.)

Dajemy temperatury dla stycznia i lipca:

styczeń	+ 12°.2
lipiec	+ 36°.5
różnica	24°.3

Najniższa i najwyższa temperatura jaka była notowana w tej miejscowości, wynosiły:

maximum	+ 52°.0
minimum	— 3. 4
różnica	55. 4

Jeszcze wyższe temperatury obserwowano w południowej Kalifornji w Mammoth-Tank (33° 7' szerokości N i 115° 17' długości W):

styczeń	12°.0
lipiec	36. 7
różnica	24. 7

Absolutne zaś skrajne temperatury, które tam zanotowano, były:

abs. minimum	— 5°.6
„ maximum	54. 4
różnica	60°.0

W Death-Valley, też w Kalifornji (36° 28' szerokości N i 116° 51' długości W) najwyższe temperatury mają dosięgać

58°

są to temperatury najwyższe dotychczas zaobserwowane.

W tej ostatniej miejscowości zdarzały się wypadki, że ludzie z powodu tak niezwykle wysokiej temperatury i przy nieostrożnem zachowaniu się wobec promieni słonecznych dostawali pomieszania zmysłów. Nie jest oczywiście wykluczone, że posiadamy miejscowości na naszej kuli ziemskiej z temperaturą jeszcze wyższą.

Klimat lądowy różni się od morskiego nietylko wielką roczną amplitudą temperatury, lecz także innym przebiegiem wzrostu i spadku temperatury w ciągu roku.

Przebieg temperatury **klimatu morskiego** uwydatnia się i tem, że jak maximum tak minimum temperatury opóźniają się i następują często dopiero w sierpniu i lu-

tym, oraz chłodną wiosną i ciepłą jesienią; kwiecień i maj są zwykle chłodniejsze od października i września. W klimacie **lądowym** rzecz się ma odwrotnie. Temperatura wzrasta tutaj szybciej i w ogólności (gdzie niema pokrywy śnieżnej) kwiecień jest cieplejszy od października.

Kończąc tę pobieżną charakterystykę klimatu lądowego i morskiego, podajemy niżej roczny przebieg temperatury na jednej z wysp Marshalla na oceanie Spokojnym, w miejscowości Jaluit (szer. 5^0 55' N i dług. 169^0 40' E), jako przykład typowego oceanicznego klimatu w pobliżu równika.

Styczeń	$27^0.1$
Luty	27 2
Marzec	27. 0
Kwiecień	26. 9
Maj	26. 8
Czerwiec	26. 8*
Lipiec	26. 8
Sierpień	26. 9
Wrzesień	27. 0
Październik	27. 1
Listopad	27. 1
Grudzień	26. 9
średnia	27. 0

Luty	27. 2
Maj — Lipiec	26. 8
różnica	$0^0.4$

Amplituda roczna wynosi więc tylko $0^0.4$ stopnia. Można śmiało powiedzieć, że z punktu widzenia praktycznego wogóle temperatura w ciągu całego roku się nie zmienia.

Nadmienić jednak należy, że i bez wpływu oceanicznego na tak niskich szerokościach, zmiany tempe-

ratury wśród lądu są bardzo niewielkie, gdyż roczna zmiana promieniowania słonecznego i długości dnia są tam stosunkowo bardzo nieznaczne. Nawet na zwrotnikach np. najkrótszy dzień w roku trwa przez $10^1/_2$ godzin i najniższa wysokość słońca nad horyzontem podczas kulminacji (w południe) wynosi 43^0, t. j. tyle ile w południowej Europie w czasie zrównania dnia z nocą.

Wszystkie wyżej wymienione dane wymownie świadczą o tem, jak wielkie zachodzą różnice między warunkami termicznemi, z któremi człowiek ma do czynienia na naszej ziemi.

Europa, w porównaniu z innemi częściami świata, położonemi na tych samych szerokościach, ma klimat wyjątkowo łagodny. Najważniejszym czynnikiem, powodującym to wyjątkowe stanowisko Europy pod względem klimatycznym, są olbrzymie masy ciepłej wody, które pod wpływem panującej nad środkową częścią oceanu Atlantyckiego (20^0—40^0 szer. N) antycyklonicznej cyrkulacji powietrza, są zmuszone poruszać się początkowo z południa ku północo-wschodowi, równolegle do wybrzeży Ameryki Północnej i dalej, w kierunku wschodnim, aż do zachodnich wybrzeży Europy południowej. Część tych mas ciepłej wody zwraca się ku północy i płynie jedną swą odnogą, jakby olbrzymią rzeką, zwaną Golfströmem, wzdłuż wybrzeży Irlandji, Szkocji, Norwegji, ginąc stopniowo w oceanie Lodowatym.

Wiatry zachodnie i południowo zachodnie, wiejące na szerokościach wyższych od 40^0 (przyczyniają się one w znacznej mierze do skierowania Golfströmu ku wymienionym wybrzeżom) nad oceanem Atlantyckim i przeważające też w większej części Europy, przynoszą nam w zimie stosunkowo ogrzane powietrze z nad ciepłych wód oceanicznych i wpływają w sposób najistotniejszy na klimat Europy. Jeśli dodamy do tego morza wewnętrzne, głęboko wrzynające się w ląd europejski

(morze Śródziemne, Bałtyk, morze Czarne i t. d.), to łatwo przekonamy się że typ morski klimatu musi przenikać głęboko wewnątrz lądu europejskiego.

Niemniej przeto Europa nie przedstawia jednolitego klimatycznego typu. Już z tego cośmy wyżej powiedzieli o wahaniach temperatury sądzić możemy, że zachodnie jej części różnić się muszą od części wschodnich. Europa zachodnia ma łagodne zimy i pochmurne lata, posiadając dość równomierny rozkład opadów we wszystkich porach roku. Europa wschodnia wykazuje natomiast daleko większe wahania temperatury, w poszczególnych zaś porach roku znajdujemy tu daleko większe różnice w opadach i w związku z tem w wilgotności powietrza. Te różnice w opadach potęgują się szczególnie ku południowi Europy wschodniej, gdzie znajdujemy już zarysy okresu suszy. Europa południowa posiada znowu odrębny charakter klimatyczny, z łagodnemi zimami i skwarnem, suchem latem.

Polska posiada pewien typ klimatyczny, zajmujący stanowisko mniej więcej samodzielne wśród innych typów w Europie; zajmując jednak przestrzeń od 48^0— 56^0 szerokości geograficznej N (t. j. od Bałtyku aż prawie do morza Czarnego) i od 16^0 do 28^0 długości geograficznej E (licząc od Greenwich), jej typ klimatyczny nie może być zupełnie jednolity.

Rozpatrzymy obecnie przebieg w Polsce głównego czynnika klimatycznego, wynikającego z jej położenia geograficznego czyli, inaczej mówiąc, temperaturę. Wiemy już, że roczne amplitudy temperatury, czyli różnice przeciętnej temperatury najzimniejszego i najcieplejszego miesiąca w roku, pozwalają nam sądzić o przynależności danej miejscowości do klimatu oceanicznego lub też lądowego. Obliczając roczne amplitudy temperatury dla wielu punktów na pewnym obszarze ziemi i łącząc linjami punkty, posiadające jednakową amplitudę,

otrzymujemy szereg krzywych. Są to tak zwane **„izo-amplitudy"**. Wzdłuż tych linij panują jednakowe amplitudy roczne temperatury i mapa izoamplitud daje nam przebieg temperatury na danym obszarze.

Mapka 20 podaje izoamlitudy dla Polski i państw sąsiednich. Cyfry, któremi są zaopatrzone izoamplitudy, oznaczają amplitudę roczną temperatury w stopniach Celsjusza. Naogół, krzywe te, jak widzimy, biegną od północy ku południowi (ze znacznemi jednak odchyleniami, o których mowa niżej). Amplitudy zaś rosną ku wschodowi, a zmniejszają się ku zachodowi. Na ziemiach polskich amplituda waha się między granicami 20^0 na zachodzie i 25^0 na wschodzie. Nasze kresy wschodnie przylegają bezpośrednio do jednolitego klimatu Rosji europejskiej, o wybitnym charakterze lądowym. Przeprowadzenie granicy klimatycznej między klimatem lądowym Rosji, a klimatem Polski jest zadaniem dość trudnem i dotychczas należycie nie rozstrzygniętem; powodując się jednak przebiegiem innych czynników klimatycznych oraz ugrupowaniem izoamplitud na kuli ziemskiej, można ją przeprowadzić między izoamplitudą 24^0 i 25^0. W każdym razie, linja rozgraniczająca te dwa typy klimatyczne, nie przechodzi ku wschodowi poza izoamplitudą 26^0.

Ku zachodowi nie mamy wybitnie określonej granicy klimatycznej, następuje tu łagodne, stopniowe przejście do klimatu oceanicznego Europy północno-zachodniej. Możemy więc powiedzieć, że pod względem temperatury powietrza Polska ma klimat **przejściowy** (przejściowo-morski), graniczący jednak na swych kresach wschodnich bezpośrednio z klimatem lądowym.

Przechodząc do **rozkładu wiatrów** na ziemiach polskich zaznaczyć musimy, że obserwacje tego elementu meteorologicznego są naogół wykonywane dotychczas, w wielu miejscach, nieodpowiednio do wymagań nauki.

Wybór miejsca, sprawa pierwszorzędnej wagi przy obserwacjach wiatru, bywa częstokroć nieodpowiedni; wysokość przyrządu nad powierzchnią ziemi, odgrywająca tak wielką rolę przy określaniu prędkości wiatru, jest niemal na każdej stacji inna (nietylko u nas ale i zagranicą). Z tych powodów trudno bardzo wyprowadzać ogólne wnioski, gdyż obserwacje na poszczególnych stacjach mało się nadają do badań nad zmianą tego elementu w przestrzeni i czasie. Wreszcie obserwacje terminowe nie mogą dać ścisłych danych ani co do prędkości pojedyńczych kierunków, ani co do kierunku wiatru, przeważającego w danej miejscowości. Zestawienie danych, otrzymanych zapomocą anemografu z danemi trzyterminowemi obserwacyj na jednej i tej samej stacji, dają częstokroć bardzo duże różnice, mogące pociągnąć za sobą nieobliczalne błędy przy badaniach naukowych.

Na zasadzie jednak tych skromnych materjałów, jakie posiadamy i które jednak nie są w dostatecznej mierze opracowane, możemy powiedzieć, że na ziemiach polskich (toż samo ma miejsce w Europie zachodniej i północnej) wogóle **przeważają** wiatry SW z prawdopodobnem większem odchyleniem ku W niżeli ku E; możnaby więc je lepiej oznaczyć przez WSW. Tylko w południowo wschodniej części Polski i przyległych do niej ziemiach (Podole, Ukraina, Besarabja) przeważają wiatry NW.

Latem jednak kierunek ten zmienia się i mamy wtedy przeważnie wiatry NW, zbliżające się na północy bardziej ku WNW.

Podajemy niżej tablicę częstości wiatrów dla kilkunastu bardziej charakterystycznych miejscowości, z danemi 8 kierunków kompasu dla każdej pory roku i rocznemi.

Obserwacje kierunków wiatrów w Polsce i na terytorjum rosyjskiem wskazują, naogół, że w rocznym okre-

sie **częstość wiatrów wschodnich** wzrasta z **zachodu** ku **wschodowi.** Stopniowo zarysowuje się, oprócz pierwszorzędnego maximum w stronie wiatrów zachodnich, jeszcze drugorzędne maximum w stronie wiatrów wschodnich. Można stwierdzić, że na wschodzie następuje dziedzina z prawie równą częstością wiatrów obu tych kierunków, dalej zaś następuje przewaga wiatrów wschodnich, szczególnie wybitna ku południo-wschodowi. Można więc w przybliżeniu powiedzieć, że Polska, na znacznej części swego obszaru jest otoczona od wschodu jakby pasem przejściowym, w którym wieją równie często wiatry wschodnie, jak i zachodnie.

Rozkład wiatrów.

Pory roku	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	C	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	C
	Lipowa									**Wilno**								
Zima	6	7	14	17	11	16	18	9	2	5	6	8	9	17	13	11	6	24
Wiosna	11	12	13	9	10	17	13	12	2	9	8	7	9	14	11	11	10	21
Lato	10	7	9	7	8	22	20	13	3	9	6	4	6	12	12	12	12	28
Jesień	6	8	16	17	10	16	17	8	3	6	5	7	10	20	14	8	5	25
Rok	8	8	13	13	10	17	18	10	3	7	6	6	8	16	12	11	8	25
	Kłajpeda									**Pińsk**								
Zima	7	9	12	24	14	12	14	8	1	5	6	13	15	12	12	17	13	7
Wiosna	13	11	12	15	10	13	14	10	2	11	9	13	15	10	9	13	14	7
Lato	13	6	7	8	8	15	23	18	2	12	6	9	8	9	9	16	17	14
Jesień	8	7	11	20	12	13	16	10	2	6	6	13	16	14	12	13	9	11
Rok	10	8	10	17	11	13	17	12	2	9	7	12	13	11	10	15	13	10
	Królewiec									**Wasilewicze**								
Zima	3	10	12	18	7	22	19	9	0	6	7	11	14	14	14	13	11	9
Wiosna	10	13	12	14	5	14	18	14	1	8	9	14	14	12	9	11	11	13
Lato	8	9	10	11	5	15	26	15	1	10	8	7	8	10	10	14	13	19
Jesień	4	9	12	18	7	22	18	9	1	7	7	10	15	15	13	12	9	13
Rok	6	10	12	15	6	18	20	12	1	8	6	10	13	13	11	12	11	14

Pory roku	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	C	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	C
	Nowy Port									**Tarnopol**								
Zima	5	5	4	13	25	17	15	11	5	4	5	9	25	10	7	20	20	
Wiosna	19	16	9	8	13	10	12	10	4	8	6	11	21	10	7	17	21	
Lato	17	14	9	5	11	11	15	14	4	9	7	8	10	8	7	12	29	
Jesień	7	6	6	9	22	17	16	10	5	6	3	8	22	13	8	20	20	
Rok	12	10	7	9	18	14	14	11	5	7	5	9	19	10	7	20	23	
	Bydgoszcz									**Tarnopol**								
Zima	6	7	16	10	12	14	19	16	1	4	3	8	33	8	9	17	18	
Wiosna	10	10	17	9	10	10	14	19	0	16	7	14	21	8	5	9	19	
Lato	10	9	11	7	9	12	18	24	1	14	7	5	10	8	9	18	28	
Jesień	6	6	12	12	12	16	17	16	1	7	5	11	30	10	10	12	16	
Rok	8	8	14	9	11	13	17	19	1	10	6	9	24	9	8	14	20	
	Kraków									**Żytomierz**								
Zima	6	17	15	2	3	16	32	8		12	5	14	11	5	13	17	14	10
Wiosna	10	17	17	4	3	12	26	11		7	5	12	13	14	10	12	13	12
Lato	8	11	11	5	4	14	35	14		6	3	7	16	7	9	21	16	24
Jesień	6	14	17	5	3	15	31	9		7	2	3	8	11	12	19	17	21
Rok	8	15	15	4	3	14	31	11		8	4	9	9	10	11	17	15	17
	Warszawa									**Kijów**								
Zima	6	5	9	15	14	15	18	9	9	11	6	10	16	12	8	15	17	3
Wiosna	13	10	9	13	11	11	14	13	6	14	11	11	17	10	6	10	14	7
Lato	13	7	6	9	8	12	18	18	10	17	9	6	10	8	6	12	22	9
Jesień	7	6	8	15	15	14	16	11	8	10	8	8	18	11	8	13	14	9
Rok	10	7	8	12	12	13	16	13	8	13	8	9	15	10	7	12	17	8
	Puławy									**Kiszyniów**								
Zima	3	9	7	11	16	18	8	12	15	12	10	5	12	10	11	6	27	7
Wiosna	4	10	9	12	11	15	7	16	17	8	9	4	19	14	12	5	23	5
Lato	6	6	4	9	11	18	8	20	20	10	6	3	8	12	11	11	30	8
Jesień	5	8	5	11	4	17	7	15	18	9	5	3	13	19	11	7	22	10
Rok	4	8	6	11	13	17	8	16	17	10	8	4	13	14	11	7	25	8

Taki układ wiatrów może częściowo powodować niektóre zjawiska w stosunku zachmurzenia w Polsce. Stopień zachmurzenia oceniamy przy obserwacjach na

oko, liczbami od 0 do 10. Stopień 0 oznacza niebo całkowicie pogodne, 10 — całkowicie pokryte chmurami. Jeżeli zaś zachmurzenie nie odpowiada tym dwom stanom, bierze się liczby pośrednie. Liczba 5 oznacza np., że niebo było do połowy przykryte chmurami. Wyobrażamy sobie przytem, że chmury nie są rozsiane po niebie i wówczas oceniamy, jaką część nieba one zakrywają; stąd powstają stopnie zachmurzenia od 0 — 10.

Otóż okazuje się, że polskie kresy wschodnie są przeciętnie bardziej pochmurne niż miejscowości, leżące od nich zarówno na zachód jak i na wschód. Uwydatnia się to szczególnie w zimie. Pas silniejszego zachmurzenia, jakby wał chmur, przechodzi w zimie przez Wilno, Mińsk w głąb Ukrainy. Nasuwa się tu myśl, że jedną z przyczyn tego jest właśnie istnienie w zimie dziedziny zbiegania się wiatrów zachodnich i wschodnich, o jakiej była mowa wyżej. Chłodne wiatry, wiejące od silnie oziębionego na wschodzie lądu, spotykając się z zachodniemi wiatrami, ciepłemi i wilgotnemi, mogą powodować intensywne stężenie pary wodnej w powietrzu i znacznie zwiększać stopień zachmurzenia.

Naogół stopień zachmurzenia zmienia się z szerokością geograficzną. Rozróżniamy pas większego zachmurzenia na równiku (pas maximum równikowego), następnie zachmurzenie zmniejsza się na obu półkulach i dosięga swego minimim na szerokości 20^0—30^0 północnej i południowej (pas minimum podzwrotnikowego), dalej zaś zachmurzenie szybko wzrasta z szerokością. Przyczyny takiego rozkładu kryją się w ogólno-ziemskiej (planetarnej) cyrkulacji naszej atmosfery, na której tu zatrzymywać się nie możemy.

Na półkuli północnej średni stopień zachmurzenia na różnych szerokościach wyrażony w skali 0—10 (patrz wyżej) przedstawia się w sposób następujący:

Szerok. geograf.	$0—10^0$	$10^0—20^0$	$20^0—30^0$	$30^0—40^0$	$40^0—50^0$	$50^0—60^0$	$60^0—70^0$
Stopień zachmurzenia	5.5	4.2	4.1	4.6	5.5	6.2	6.0

Polska swym głównym obszarem zajmuje przestrzeń od 49^0 do 54^0 szerokości N. Stąd wynika, że średni stopień jej zachmurzenia powinien leżeć (patrz tabliczkę) między wartościami 5.5 i 6.2. Jednakże obserwacje wykazują, że średnie roczne zachmurzenie dla całej Polski wynosi 6.4. Ziemie polskie mają więc zachmurzenie **znacznie większe** w porównaniu **z przeciętnem zachmurzeniem panującem na tych szerokościach.**

Przebieg roczny zachmurzenia nie jest jednakowy na całym obszarze Polski. Można wydzielić:

	zachmurzenia	
	maximum	minimum
1) dziedziny nadbałtyckiej	w grudniu	w czerwcu
2) pasa środkowo-polskiego	w grudniu	w sierpniu
3) dziedziny górskiej . . .	miesięce letnie	miesiące zimowe

Co do pasa środkowo-polskiego, to posiada on jeszcze drugorzędne maximum w lipcu i drugorzędne minimum w maju.

Dla charakterystyki **opadów** w Polsce i w krajach ościennych podajemy tablicę z ilościami opadów dla niektórych punktów, charakteryzujących daną okolicę, oraz kartę opadów (rys. 21). Co do karty opadów należy się zastrzec, że jest ona trochę przestarzała i nie wydziela z dostateczną ścisłością granic z poszczególnemi ilościami opadów, gdyż jest wykreślona na podstawie

mniejszej ilości punktów obserwacyjnych niżeli ta, którą obecnie posiadamy. W każdym jednak razie mapka daje dość dobre pojęcie o ogólnym rozkładzie opadów w Polsce. Przedewszystkiem rzuca się w oczy pas środkowo-polski, biegnący następnie na zachód i rozprzestrzeniający się w kierunku północno-wschodnim, z jednostajną roczną ilością opadów, wynoszącą 500 do 600 mm. Ku wschodowi i południo-wschodowi wydziela się obszerna dziedzina z opadami mniejszemi 400 — 500 mm. Jak wiemy, opady powstają głównie wskutek dynamicznego oziębiania niżej punktu rosy powietrza, zmuszonego wznosić się ku górze. Takie prądy wstępujące muszą naturalnie najintensywniej powstawać w miejscowościach górzystych i wogóle wzniesionych ponad otaczający je teren. To też widzimy na naszej mapce, że w kierunku dziedziny górskiej, na południu Polski, opady coraz to wzrastają w miarę zbliżania ku górom. Widzimy tu początkowo duży obszar z opadami 600 — 700 mm, dalej zaś bardzo szybki wzrost opadów ze wzrostem wyniesienia terenu nad poziom morza, aby osiągnąć swoje maximum na szczytach Karpatów i Sudetów. Tam ilość rocznych opadów wynosi ponad 1000 i nawet 1200 mm. Widzimy też na mapce jakby poszczególne wyspy z większą ilością opadów wśród obszarów z jednostajnym, mniejszym opadem. Odpowiadają one w rzeczywistości także miejscowościom, wzniesionym ponad teren otaczający je.

Jeżeli posiada się sieć meteorologiczną dostatecznie gęstą i niema innych pobocznych przyczyn, wywołujących miejscowe zmniejszenie lub zwiększenie opadów, to pozostaje tylko wpływ rzeźby lądu i w takim wypadku karta opadów daje dość przybliżone pojęcie o wzniesieniach kraju.

Przebieg opadów w ciągu roku jest u nas w wysokiej mierze zależny od temperatury powietrza. Maximum opadów mamy przeważnie w lipcu, t. j. w najcieplejszym miesiącu, minimum zaś w styczniu i lutym.

Na wschodnich wybrzeżach Baltyku maximum opadów jest opóźnione (patrz tablicę opadów); Królewiec — w sierpniu, Kłajpeda nawet we wrześniu. Natomiast w górach maximum pojawia się już niekiedy w czerwcu, to samo ma miejsce we wschodniej Galicji i na Śląsku. Co do ilości dni z opadami, to posiadamy dane dość niepewne, nie dające się należycie porównać wskutek niejednolitych metod oznaczania dolnych granic opadu, przy których dzień zaliczano do dni z opadami. Możemy tylko naogół powiedzieć, że największą ogólną liczbę dni z opadami znajdujemy na północnych wybrzeżach Baltyku. Liczba ta maleje ku wnętrzu kraju i jest większa w górach aniżeli na nizinach.

Maximum dni z opadami w dziedzinie górskiej następuje w czerwcu. Przeciętnie mamy tam około 15 dni z opadami. Minimum — około 9 dni — w lutym. W Warszawie maximum następuje w lipcu i ma przeciętnie tylko 12.5 dni z opadami; minimum — 9.7 dni, we wrześniu. Te długoletnie średnie charakteryzują Polskę środkową. Natomiast jeżeli dla wybrzeża Baltyku weźmiemy dość pewne dane Gdańska i Królewca, to znajdziemy następujące wielkości: **Gdańsk** 15.7 w grudniu; **Królewiec** 15.3 w grudniu i 15.5 w listopadzie. Znajdujemy więc wybitne przeciwieństwo z dziedziną górską. Minimum mniej wyraźne dla Gdańska w maju, z 11.3 dniami, dla Królewca w kwietniu z 11.0 dniami.

Okres roczny opadów w mm.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok	Wysok. nad p. m.
Ryga	32	22	26	27	45	57	71	66	55	51	48	32	532	13 m.
Kłajpeda	40	36	32	29	38	49	72	78	80	78	67	49	648	8
Królewiec	36	30	31	31	49	59	74	82	80	61	54	42	629	3
Hel	25	17	22	28	48	55	93	65	58	61	37	33	542	5
Gdańsk	36	41	32	39	33	44	63	59	48	49	31	53	553	22
Koszalin	39	34	39	38	47	64	83	84	67	62	53	44	654	7
Kłusy	28	25	29	31	52	63	84	71	50	44	35	31	543	135
Tylża	43	38	36	38	49	70	86	89	73	63	58	44	687	11
Chojnice	32	28	36	33	48	63	75	70	45	42	37	37	546	170
Toruń	25	24	31	38	43	67	67	74	40	37	37	32	515	56
Bydgoszcz	26	24	29	34	44	60	64	65	42	37	36	30	491	46
Radom	30	32	42	47	61	88	84	71	56	60	46	50	667	161
Puławy	40	41	51	35	62	67	92	75	53	48	47	47	658	148
Warszawa	33	32	38	38	52	72	77	74	49	45	37	38	585	121
Telechany	32	30	33	38	56	55	101	74	50	49	45	39	612	?
Pińsk	22	21	29	35	55	72	110	80	47	59	40	30	600	142
Kraków	26	27	35	42	65	89	91	84	58	49	37	37	640	220
Dobrzechów	31	33	39	47	58	101	96	76	58	43	34	39	655	243
Bochnia	43	50	42	47	70	100	90	82	65	50	45	48	732	226
Pilzno	21	20	29	35	57	91	77	96	60	50	27	29	592	234
Jarosław	27	25	37	40	63	98	91	75	56	44	33	38	627	204
Lwów	38	40	52	50	69	93	93	79	57	47	47	42	707	300
Horodyszcze	22	20	31	45	56	60	78	53	38	41	35	41	520	około 130
Kiszyniów	21	24	34	29	54	77	68	44	37	23	28	31	470	108
Odesa	24	23	35	33	43	53	51	30	33	29	42	37	433	65
Wisła	64	48	84	52	91	156	155	150	93	82	78	73	1126	433
Bielsk	35	31	46	53	83	111	118	112	75	54	47	47	812	343
Żywiec	31	30	50	46	77	125	139	108	79	51	46	47	829	354
Poronin	42	35	46	67	109	116	172	101	90	61	44	38	922	778
Białka	27	25	26	34	78	80	103	83	54	43	37	32	622	694
Nowy-Szmeks	33	30	36	48	70	134	118	121	75	57	55	39	816	?
Krynica	65	63	62	42	79	107	104	81	60	55	52	69	838	586

Wspominaliśmy już wyżej, że klimat Polski zajmuje pewne samodzielne stanowisko wśród innych typów w Europie, możemy niemniej jednak wydzielić

w Polsce poszczególne dziedziny, na których panują przeciętne typy pogody bardziej indywidualne i różniące się między sobą. Próby podobnego podziału Polski były robione przez uczonych polskich i chociaż doprowadzały do wyników mniej więcej podobnych, nie można jednak uważać tego zagadnienia za ostatecznie rozstrzygnięte. Czeka ono jeszcze rozwiązania, które nastąpi dopiero po źródłowem opracowaniu całego nagromadzonego materjału obserwacyjnego, który w ostatnich latach wzrósł dość znacznie, jednocześnie z gęstością polskiej sieci meteorologicznej.

Podstawę do podziału ziem polskich na kilka wyraźnie zarysowujących się dziedzin klimatycznych stanowi przebieg temperatury na równoleżnikach i południkach, przy należytem uwzględnieniu i innych czynników klimatycznych.

Patrząc na mapę 20 z izoamplitudami, widzimy, że krzywe te zbaczają ze swego kierunku NS na wybrzeżu Bałtyckiem, starając się w swym biegu przystosować do kierunku wybrzeża. Jednocześnie odległość między izoamplitudami znacznie się zmniejsza. Moglibyśmy tu użyć wyrazu używanego przy izobarach i powiedzieć, że gradient ich się zwiększa. Widzimy też, że w miarę zbliżania się ku morzu amplituda silnie się zmniejsza. Nasza krańcowa izoamplituda 20^0 zmienia kierunek i stara się biec równolegle do wybrzeża; tuż przy niej układa się z tą samą dążnością biegu izoamplituda 19^0, dalej (w morzu) biegnie izoamplituda 18^0. Hel ma amplitudę roczną mniejszą od 19^0 wtedy, kiedy np. Włocławek, leżący na tym samym południku (patrz mapkę 20), ma amplitudę roczną, zbliżoną do 22^0. Mówiliśmy już wyżej o tem, że w miejscowościach z klimatem morskim maximum temperatury opóźnia się i następuje nie w lipcu, lecz częstokroć w sierpniu oraz że kwiecień i maj (wiosna) są chłodniejsze od paździer-

nika i września (jesień). Niżej podajemy temperatury powietrza dla niektórych miejscowości. Jeżeli rozpatrzymy temperatury na Helu, to rzeczywiście znajdziemy, że najcieplejszym miesiącem jest tam sierpień (17.3), temperatury zaś kwietnia i maja są znacznie niższe od temperatur października i września: kwiecień $4^0.8$ — październik $9^0.0 = 4^0.2$; maj $9^0.3$ — wrzesień $14^0.6 = 5^0.3$; amplituda (sierpień — styczeń) $= 18^0.4$. We Włocławku mamy najwyższą temperaturę w lipcu ($18^0.9$), a najniższą w styczniu (— 3.0), amplituda 21.9. Wiosna jest wprawdzie i we Włocławku chłodniejsza aniżeli jesień, lecz już w znacznie mniejszym stopniu, różnice — październik-kwiecień i wrzesień-maj wynoszą tylko $1^0.0$ w obu wypadkach. Słowem widzimy, że klimat Helu jest typowo morski. To samo ma miejsce dla innych punktów wybrzeża Baltyku.

Na zasadzie tego, cośmy powiedzieli, możemy wydzielić **„dziedzinę baltycką" z klimatem morskim.** Dziedzina ta jednak jest bardzo wąska, jak o tem świadczy mapka 22 z podziałem Polski na dziedziny klimatyczne. Na mapce dziedzina ta jest oznaczona cyfrą I.

Już na bardzo niewielkiej odległości od brzegu, w głąb lądu, klimat traci swe cechy morskie, jak o tem świadczy wielki gradient izoamplitud. Nawet Ryga, leżąca na brzegu zatoki, lecz zasłoniona od morza wyspami, nie posiada już klimatu, któryby można było nazwać morskim. Królewiec ma klimat znacznie ostrzejszy od Helu; jego amplituda roczna wynosi $20^0.8$, z temperaturą stycznia $3^0.2$ (Hel — $1^0.1$). Nawet Gdańsk ma amplitudę większą. Bezpośredni więc wpływ Baltyku zanika szybko ku południowi i ku wschodowi. Celem objaśnienia rozkładu przeciętnej rocznej temperatury w Polsce podajemy mapkę 23 z izotermami. Izotermy są to linje, łączące punkty z jednakową przeciętną temperaturą,

w naszym wypadku z jednakową przeciętną roczną temperaturą.

Takie mapki można wykreślić także dla każdego miesiąca; otrzymujemy wtedy bardzo jasny pogląd na rozkład przeciętnej miesięcznej temperatury w całym kraju. Otóż mapka 23 świadczy nam wybitnie o nagłym spadku średniej rocznej temperatury z oddaleniem od morza. Lębork $7^0.1$ — Kościerzyna $6^0.4 = 0^0.7$; Hel $7^0.5$ — Kościerzyna $6^0.4 = 1^0.1$; Królewiec $6^0.8$ — Margrabowo $5^0.7 = 1^0.2$.

Nowa ta dziedzina klimatyczna nie stanowi jednolitego pasma, biegnącego mniej więcej równolegle do granicy **dziedziny baltyckiej** i nie graniczy z nią bezpośrednio, lecz składa się jakby z oddzielnych wysp, wydzielonych w przybliżeniu na mapie 22. Zjawisko to jest dość złożone, wywołane między innemi z jednej strony morfologicznie, gdyż oznaczone na mapie wyspy odpowiadają mniej więcej nieznacznie wzniesionym płytom wśród nizin pomorskich i nizin dorzeczy, z drugiej zaś, tysiącami jezior rozsianych na tym terenie, zamarzających w czasie zimy, zatem nie wywierających łagodzącego wpływu właściwego masom wodnym nie zamarzającym w zimie. Względnie znaczne opady zimowe (patrz także mapkę opadów) opóźniają wiosnę, pochłaniając ciepło w czasie tajania. Lato naogół chłodne z powodu obfitości wód. (Stąd ten nagły spad średniej temperatury rocznej, o jakim wspominaliśmy wyżej, uwydatniający się na mapce 23). Dziędzina ta nosi miano **„dziedziny pojeziernej"** — oznaczyliśmy ją cyfrą II.

Posuwając się ku południowi ziem polskich, wkraczamy w dziedzinę rozległych niży, zajmujących obszary między płytami baltyckiego pojezierza, a Sudetami i Karpatami. Dziedzina ta zwana **„dziedziną wielkich**

dolin", oznaczona cyfrą III na naszej mapce, jest najrozleglejszym poddziałem klimatycznym w Polsce. Tą drogą dążą wielkie prądy atmosferyczne od Atlantyku i tu mamy przykład, jak daleko przy sprzyjających warunkach sięgnąć może w głąb lądu wpływ oceaniczny. Wpływ ten uwydatnia się na wiosnę i szczególnie latem (zima z przyczyn, o których mówiliśmy wyżej mniej podlega temu wpływowi). Na całej tej przestrzeni, rozciągającej się przez 5^0 szerokości i 12^0 długości, temperatura lata nie wykazuje prawie żadnych różnic.

Niżej dajemy temperatury dla stycznia, kwietnia, lipca i października oraz średnią roczną temperaturę i amplitudę dla kilku stacyj, leżących w obrębie szerokości geograficznej (φ) tej dziedziny przy wzrastającej długości E (λ).

Podajemy również wysokość położenia stacyj (h).

	Szer.	Dług.	h. m.	stycz.	kwiec.	lipiec	paźdz.	roczna	amplituda
Poznań . .	$52^0.4$	$17^0.0$	58	$-1^0.9$	$7^0.7$	$18^0.8$	$8^0.6$	$8^0.1$	$20^0.7$
Bydgoszcz. .	53.1	18.0	46	—2.4	7.1	18.6	7.9	7.7	21.0
Wrocław . .	51.1	17.0	118	—1.8	8.0	18.8	9.2	8.4	20.6
Kalisz . . .	51.8	18.1	109	—2.5	7.7	19.0	8.6	8.1	21.5
Włocławek .	52.7	19.1	65	—3.1	7.2	18.9	8.2	7 7	22.0
Kraków . .	50.1	20.0	220	—3.4	7.9	18.6	8.7	7.8	22.0
Warszawa . .	52.2	21.0	121	—3.6	7.6	18.9	8.0	7.8	22.5
Radom. . .	51.4	21.1	161	—3.4	7.7	18.9	8.4	7.8	22.3
Lublin . . .	51.2	22.6	197	—4.2	7.2	18.7	7.8	7.3	22.9
Białystok . .	53.1	23.2	135	—4.6	6.5	18.6	7.2	6.8	23.2
Brześć n/B. .	52.1	23.7	136	—4.8	7.1	18.9	7.5	7.2	23.7
Chełm . . .	51.1	23.5	188	—4.6	7.1	18.9	8.1	7.3	23.5
Lwów . . .	49.8	24.0	338	—4.0	7.5	18.7	8.7	7.6	22.7
Wilno . . .	54.7	25.3	106	—5.3	5.8	18.8	6.9	6.4	24.1
Pińsk . . .	52.1	26.1	142	—5.4	6.9	19.0	7.0	6.8	24.4
Zdołbunów .	50.5	26.2	196	—4.1	7.0	19.2	8.1	7.8	23.3
Żytomierz. .	50.2	28.7	223	—5.6	6.9	19.1	7.3	6.9	24.7
Mozyrz. . .	52.1	29.4	129	—6.4	6.5	19.0	6.6	6.3	25.4

Zestawione stacje pod względem szerokości geograficznej leżą między $54^0.7$ (Wilno) i $49^0.8$ (Lwów). t. j. w granicach 5^0, pod względem zaś długości między $17^0.0$ (Poznań) i $29^0.4$ (Mozyrz), a więc w granicach 12^0, temperatura lipca jednak jest niezwykle jednostajna. Pomimo nawet różnic wysokości, średnie odchylenie od przeciętnej temperatury lipcowej, wziętej dla wymienionych stacyj i wynoszącej $18^0.8$ równa się tylko $\pm 0^0.13$.

Wilno i Lwów, różniące się pod względem szerokości o całych 5^0, mają temperaturę lipcową (odpowiednio) $18^0.8$ i $18^0.7$ — różnica $0^0.1$. Poznań i Mozyrz, odległe o przeszło 12^0 długości, mają temperaturę $18^0.8$ i $19^0.0$— różnica $0^0.2$. Odległość między temi dwoma punktami wynosi przeszło 800 km!

Takie różnice w położeniu geograficznem pod względem szerokości i długości powinnyby naogół powodować różnice temperatury o wiele większe. Że te warunki podlegają natychmiastowej zmianie dalej ku wschodowi, zaraz po za granicami **dziedziny wielkich dolin**, świadczą następujące przykłady: temperatura lipcowa Kijowa (szer. $= 50^0.4$; dług. $= 30^0.5$) $= 19^0.7$, w Horkach zaś (szer. $= 54^0.3$; dług. $= 31^0.0$) $= 17^0.9$. Obie miejscowości leżą w pasie szerokości dziedziny, przez nas omawianej, na jednakowych mniej więcej długościach, różnica ich szerokości wynosi tylko $3^0.9$, jednak temperatura lipcowa różni się o $19^0.7 - 17^0.9 = 1^0.8$!

Idąc dalej ku wschodowi, znajdziemy w tym samym pasie szerokości: Kaługa (szer. $= 54^0.5$; dług. $= 36^0.3$) $= 19^0.0$; Wołczańsk (szer. $= 50^0.3$; dług. $= 37^0.0$) $= 20^0.3$, a więc przy różnicy szerokości $4^0.2$, różnica temperatury lipcowej $= 1^0.3$. Wziąwszy zaś różnice—Kijów-Wołczańsk i Kaługa-Horki, jako leżące na jednakowej szerokości, lecz nie na jednej długości, otrzymujemy w pierwszym wypadku wzrost długości $6^0.5$ i odpowiedni temperatury $0^0.6$, w dru-

gim zaś na $5^0.3$ zmiany długości $1^0.1$ wzrostu temperatury lipcowej — wtedy gdy w naszej dziedzinie mieliśmy na 12^0 tylko $0^0.2$.

Wiosną **w dziedzinie wielkich dolin** panują podobne stosunki jak i w lecie, są tylko trochę słabiej zaakcentowane. Bez względu na to, że klimat tej dziedziny jest przejściowym od klimatu morskiego do lądowego, o czem świadczy wzrost amplitudy (patrz tablicę na str. 102), powodowany, jak teraz wiemy, zaostrzającą się w znacznej mierze ku wschodowi zimą, wiosna zjawia się na całym obszarze prawie jednocześnie.

Dziedzina wielkich dolin (rys. 22) zajmuje przeważny obszar Rzeczypospolitej i, rozpatrując jej stosunki klimatyczne ściślej, możnaby ją podzielić jeszcze na kilka odmian, jak to czynią niektórzy uczeni. Musimy się jednak zastrzec, że ani same odmiany, ani ich granice nie są dotychczas ściśle ustalone. Jest to zadanie przyszłości, jak o tem wspominaliśmy poprzednio. Niemniej przeto wydzielimy **linją przerywaną**, niektóre z proponowanych poddziałów, zachowując dla nich znak III, wyróżniony tylko wskaźnikiem.

Poddział III a — **„zachodni niż Polski"**, w którym bezpośredni wpływ Baltyku prawie zupełnie znika, przejawia się natomiast, silniej niż w innych częściach całej dziedziny łagodzący wpływ oceaniczny.

Poddział III b — **„wyżyna Małopolska"**—z powodu większego wzniesienia miejscowości nad poziomem odznacza się **od poprzedniego poddziału niższą temperaturą w czasie zimy**. Jednak, mimo wybitnego podobieństwa, podlegając wpływowi sąsiedniej dziedziny **górskiej** (o której mowa niżej) różni się on od przyległych do niego przestrzeni. Szczególną jego cechą jest pojawianie się niezwykle niskich temperatur w czasie zimy. Jako przykład można przytoczyć minimum w Krakowie podczas lat 1881 — 1896, które było 5 razy niższe,

aniżeli w Kijowie, przy średniej styczniowej temperaturze Krakowa $3^0.4$, Kijowa $6^0.2$.

Można oprócz tego wydzielić jeszcze poddział III c, jako wschodnią część macierzystej dziedziny, z błotnistym terenem Polesia i klimatem bardziej lądowym—gorące lata i ostrzejsze zimy.

Temperatura wiosny mało się różni od temperatury jesieni, jednakże i jesień, i wiosna są chłodniejsze aniżeli w środkowej części głównej dziedziny. Zauważyć też można zwiększenie się letnich opadów (lipiec).

Poddział III d nareszcie możnaby nazwać **„pomorskim"**; wyróżnia się on oznakami wpływu morskiego i bez względu na swe północne położenie ma zimy stosunkowo łagodne i znacznie chłodniejszą wiosnę, aniżeli w innych częściach **dziedziny wielkich dolin**; różnice temperatury między wiosną a jesienią są większe, lato znacznie chłodniejsze.

Dziedzina IV — „kontynentalna"—chłodna, zajmuje ku północy od Polesia płytę litewską, z rozsianemi po niej licznemi jeziorami. Można powiedzieć, że ta dziedzina przedstawia spotęgowany obraz dziedziny „pojeziernej"; znajdujemy tu także nagły spadek temperatury rocznej: Wilno $6^0.4$ — Ignalino $5^0.3 = 1^0.1$; Wilno $6^0.4$ — Mołodeczno $5^0.5 = 0^0.9$. Obfitość lasów i wód stojących ułatwia parowanie wody w lecie, potęgując zachmurzenie. Z powodu tego temperatura gorących miesięcy jest łagodna, chociaż dziedzinę tę należy zaliczyć do lądowego klimatu północnego, przy amplitudzie $25^0 — 26^0$. Łagodność lata wyrównywa się srogą zimą. Dalej na wschód od tej dziedziny panuje typowy klimat lądowy. Można przypuszczać, że na krawędzi płyty litewskiej wpływ Atlantyku traci niemal do reszty swą siłę.

Ku południowi od poprzednich dwóch dzielnic znajdujemy dziedzinę z zupełnie odrębnym typem klimatycznym. Dziedzina ta, oznaczona znakiem V, nosi nazwę

„pontyjskiej", i zalega na płytach pontyjskich ku południowi od Polesia. Klimat tej dziedziny można zaliczyć do lądowo-południowego. Roczna amplituda jest równie wielka, jak w dziedzinie poprzedniej, powodowana łagodnym wzrostem mrozów i takimże wzrostem upałów letnich. Mamy tu (patrz tabl. na str. 102) niezbyt surową zimę, lecz już dość upalne lato i bardzo łagodną wiosnę. Suma opadów rocznych (patrz mapkę 2) jest mniejsza, niżeli w innych dziedzinach; w porze letniej panują często susze.

Dziedzina ta ku południo-wschodowi graniczy z wąskim pasem dziedziny VI—„pobrzeża czarnomorskiego", nad którą dłużej zatrzymywać się nie będziemy, przechodząc do ostatniej dzielnicy klimatycznej Polski, t. j. do dziedziny VII — „g ó r s k i e j".

Jak w wolnej atmosferze, tak samo i w dziedzinach górskich temperatura powietrza spada z wysokością. Cały przebieg jednak tego procesu jest w górach o wiele więcej złożony, aniżeli w wolnej atmosferze i zmienia się w znacznej mierze na małych odległościach w kierunku poziomem oraz wysokością. Przebieg rocznej temperatury i jej rozkład w górach jest również ogromnie złożony. Słoneczna strona miejscowości górzystych różni się od strony pozostającej bardziej w cieniu. Mniej lub więcej zasłonięte od wpływu ciepłych albo też zimnych wiatrów miejscowości na jednej wysokości wykazują duże różnice w rocznym przebiegu temperatury. Kierunek przeważających wiatrów ma też olbrzymi wpływ na ilość opadów rocznych. Strona pasma gór, wystawiona na przeważający wiatr, będzie miała wskutek wstępujących, przez zmuszone do wznoszenia się powietrze, prądów, o wiele więcej opadów, aniżeli strona przeciwległa, z przeważającemi prądami zstępującemi. Słowem, zmiany klimatyczne w dziedzinach górskich bywają czasem na odległości

100 km większe od zmian, które znajdujemy na terenie równym, na odległościach 1000 i więcej kilometrów.

W górach, spadek temperatury z wysokością nie jest jednakowy w swym przebiegu rocznym. Jest on w porze zimowej mniejszy aniżeli w letnich i wiosennych miesiącach. Innemi słowy temperatura powietrza obniża się na każde sto metrów w zimie przeciętnie o mniejszą ilość, niżeli na wiosnę i w lecie. Przebieg ten jest różny na różnych wysokościach.

Jako przykład podajemy spadek temperatury na każde 100 metrów dla trzech górskich stacyj szczytowych, gdzie robiono takie wymiary.

Spadek temperatury na 100 metrów wzniesienia.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Sonnblick (Tauern) wys. 3105 m.	0°.55	0°.60	0°.63	0°.69	0°.74	0°.75	0°.73	0°.72	0°.67	0°.60	0°.57	0°.55	0°.65
Pikes—Pik Ameryka— góry Skalis. wys. 4300 m.	0.54	0.59	0.67	0.73	0.74	0.72	0.68	0.65	0.62	0.59	0.55	0.53	0.64
Bielesnica (Bośnia) wys. 2067 m.	0.52	0.61	0.72	0.77	0.74	0.70	0.68	0.66	0.59	0.56	0.49	0.47	0.63

Z tego przykładu widzimy, że amplituda spadku temperatury dosięga znacznej wielkości, przeciętnie więcej niż 0°.2. Ponieważ temperatura w zimie spada powolniej z wysokością niż w ciepłych miesiącach, to zimy w górach są stosunkowo łagodniejsze, lata zaś chłodniejsze aniżeli na dole. Amplituda więc roczna temperatury w dziedzinach górskich musi być mniejsza aniżeli na nizinach.

Można powiedzieć, że przebieg temperatury rocznej zbliża się pod tym względem w przybliżeniu do przebiegu, jaki charakteryzuje klimat morski, t. j. zmniejsze-

nie amplitudy i opóźnienie najniższej i najwyższej miesięcznej temperatury.

W dziedzinie VII — górskiej znajdujemy również objawy tej zmiany klimatycznej. Przedewszystkiem, patrząc na mapkę z izoamplitudami, widzimy w dziedzinie górskiej nagły zwrot wszystkich izoamplitud ku wschodowi. Ten zwrot odpowiada właśnie zmniejszeniu amplitudy rocznej. W tablicy „temperatury powietrza", gdzie amplitudy są wymienione dla poszczególnych punktów, uwydatnia się to jasno. Ale opóźnienie najniższej temperatury w ciągu roku znajdujemy też w punktach wyżej położonych: Góra Śnieżkowa (1215 m) najniższą temperaturę ma nie w styczniu, lecz w lutym $-8^0.1$; Prinz Heinrich B. (1410 m) też w lutym $-4^0.5$; Wang (872 m) także w lutym $-4^0.2$ i t. d.

Przeciętna temperatura roczna podlega silnej zniżce z wysokością, o czem świadczy mapa z izotermami. Jak widzimy izotermy są tu tak zgęszczone, w miarę posuwania się w głąb dziedziny i wzrastania wzniesienia, że z trudnością dają się wykreślić. Szczególnie zaś wypada zwrócić uwagę na wzrost rocznych opadów.

Karta opadów, którą podaliśmy, wykazuje nader szybki wzrost opadów z wysokością, odbywający się na przestrzeni poziomej bardzo niewielkiej. Z tego wszystkiego możemy osądzić, jak odrębne stanowisko zajmuje dziedzina górska wśród innych dziedzin klimatycznych.

Na tem musimy zakończyć ten pobieżny zarys podziału ziem polskich na dziedziny klimatyczne, którego ostateczne rozwiązanie może nastąpić dopiero w przyszłości.

Miejscowość	h. m.	I	II	III	IV	V	VI
					I dziedzina		
Koszelin	45	— 1°.9	— 1°.3	1°.1	5°.9	10°.6	15°.1
Lębork	28	— 1.9	— 1.4	0.8	5.7	10.4	15.0
Hel	5	— 1.1	— 0.9	0.5	4.8	9.3	14.5
Gdańsk	22	— 1.6	— 1.0	1.0	5.9	10.6	15.6
Królewiec	3	— 3.2	— 2.8	— 0.0	5.7	11.1	15.6
Kłajpeda	8	— 2.9	— 2.8	— 0.4	4.9	10.4	15.1
Lipawa	5	— 2.4	— 2.7	— 0.6	4.2	8.8	13.9
Windawa	6	— 2.7	— 3.2	— 1.3	3.4	8.2	13.2
Messaragocem.	2	— 3.5	— 3.9	— 1.9	2.9	8.2	14.1
					II dziedzina		
Chojnice	170	— 3°.1	— 2°.5	0°.2	6°.1	11°.2	15°.9
Kościerzyna	167	— 3.5	— 2.8	— 0.1	5.6	10.7	15.1
Ostród	111	— 3.7	— 2.9	— 0.1	6.0	11.6	15.9
Lębork	77	— 3.8	— 3.3	— 0.3	5.8	11.4	15.7
Kiusy	135	— 4.8	— 4.4	— 1.0	5.6	11.8	16.2
Margrabowa	159	— 5.4	— 5.1	— 1.7	5.1	11.2	15.5
Suwałki	177	— 5.5	— 5.0	— 1.3	5.4	12.0	16.2
					III dziedzina		
Frankfurt	52	— 1°.3	— 0°.1	2°.8	8°.0	12°.9	17°.1
Poznań	64	— 1.9	— 1.0	2.0	7.7	12.9	17.2
Wrocław	142	— 1.8	— 0.8	2.5	8.0	13.1	17.2
Bydgoszcz	46	— 2.4	— 1.6	1.3	7.1	12.3	16.7
Kalisz	109	— 2.5	— 1.3	1.7	7.7	13.3	17.6
Raciborz	194	— 2.8	— 1.6	2.1	7.7	12.8	16.4
Bytom	290	— 3.4	— 2.3	1.4	7.1	12.5	15.9
Kraków	220	— 3.3	— 2.0	2.0	7.9	13.3	17.0
Włocławek	65	— 3.0	— 2.0	1.4	7.2	1 .7	17.4
Piotrków	207	— 3.3	— 2.4	1.3	7.2	13.0	17.0
Warszawa	121	— 3.6	— 2.5	1.1	7.6	13.4	17.7
Radom	167	— 3.4	— 2.3	1.3	7.7	13.6	17.5
Puławy	148	— 3.8	— 2.7	1.1	7.5	13.4	17.2
Lublin	196	— 4.2	— 3.0	0.7	7.2	13.2	17.3
Białystok	131	— 4.6	— 4.0	0.2	6.5	12.8	17.2
Chełm	187	— 4.6	— 3.5	0.4	7.1	13.5	17.4
Brześć	136	— 4.8	— 3.6	0.5	7.1	13.6	17.5
Druskieniki	103	— 5.2	— 4.6	— 0.9	6.1	12.4	17.0
Lwów	300	— 4.0	— 2.8	1.3	7.5	13.4	17.0
Wilno	106	— 5 3	— 4.8	— 1.1	5.8	12.5	17.1
Pińsk	142	— 5.4	— 4.5	— 0.4	6.9	13.4	17.6
Zdołbunowo	191	— 5.1	— 4.0	0.3	7.0	13.6	17.6
Żytomierz	228	— 5.6	— 4.8	— 0.0	6.9	13.8	17.4
Mozyrz	126	— 6.4	— 5.6	— 1.1	6.5	13.6	17.2
Korosteszów	177	— 6.1	— 5.2	— 0.7	6.9	13.9	17.5
Wystruć	39	— 4.1	— 3.6	— 0.2	6.1	11.9	16.3
Tylża	11	— 4.3	— 3.8	— 0.7	5.6	11.4	16.0
Kuldyga	39	— 3.8	— 4.1	— 1.3	4.1	10.0	15.1
Ryga	13	— 4.6	— 4.4	— 1.5	4.5	10.7	16.0

VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok	Ampl.	Szer.	Dług.
b a l t y c k a.									
17°.1	16°.3	12°.9	8°.0	2°.6	—0°.6	7°.1	19°.0	54°12′	16°11′
17.1	16.3	12.8	8.2	2.7	— 0.6	7.1	19.0	54 33	17 45
17.2	17.3	14.6	9.0	3.9	0.3	7 5	18.4	54 36	18 48
17.4	16.8	13.6	8.2	3.0	— 0.8	7.4	19.0	54 20	18 40
17.6	17.0	13.2	7.3	1.9	— 1.8	6.8	20.8	54 43	20 30
17.4	17.0	13.6	8.1	2.5	— 1.6	6.8	20.3	55 43	21 8
16.8	16.9	13.6	8.2	2.9	— 1.2	6.5	19.6	56 31	21 0
16.2	16.1	12.9	7.7	2.5	— 1.3	6.0	19.3	57 24	21 34
16.8	15.8	11.7	6.9	1.6	— 1.7	5 6	20.7	57 22	21 8
p o j e z i e r n a.									
17°.6	16°.5	12°.7	7°.3	1°.5	—1°.9	6.°7	20°.2	53°42′	17°34′
16.9	16.3	12.6	7.3	1.5	— 2.3	6.4	20.4	54 7	17 59
17 6	16.7	12.8	7.3	1.5	— 2.3	6.7	21.3	53 42	19 58
17.2	16.5	12.6	7.2	1.5	— 2.5	6.5	21.0	54 8	20 35
17.9	16.9	12.8	7.0	0.8	— 3.7	6.3	22.7	53 48	22 7
17.1	15.8	11.7	6.3	0.2	— 3.9	5.6	22.5	54 2	22 30
18.2	16.7	12.3	6.6	0.4	— 3.9	6.0	23.7	54 6	22 56
w i e l k i c h d o l i n.									
18°.5	17.°8	14°.2	8°.8	3°.2	—0°.1	8°.7	19°.8	52°21′	14°34′
18.8	17.9	14.0	8.6	2.7	— 0.8	8.2	21.7	52 25	16 56
18.8	18.1	14.4	9.2	3.0	— 0.7	8.4	20.6	51 7	17 2
18.6	17.5	13.4	7.9	2.4	— 1.2	7.7	21.0	53 8	18 0
19.0	18 0	14.0	8.6	2.6	— 1.4	8.1	21.5	51 46	18 6
18.3	17.3	13.5	8.6	2.5	— 1.7	7.8	21.1	50 6	18 13
17.3	16.7	13.2	8.2	2.0	— 2.2	7.3	20.7	50 21	18 55
18.7	17.6	13.9	8.8	2.4	— 2.2	7.8	22.0	50 4	19 57
18.9	17.8	13.7	8.2	2.1	— 1.7	7.7	21.9	52 40	19 4
18.2	17.3	13.4	8.1	1.9	— 2.2	7.5	21.5	51 25	19 21
18.9	17.9	13.7	8.0	1.8	— 2.3	7.6	22.5	52 13	21 2
19.0	18.0	14.0	8.4	2.1	— 2.0	7.8	22.4	51 24	21 9
18.6	17.6	13.7	8.2	1.9	— 2.3	7.5	22.4	51 25	21 57
18.7	17.6	13.4	7.8	1.5	— 2.8	7.3	22.9	51 15	22 35
18.6	17.4	13.0	7.2	1.0	— 3.2	6.8	23.4	53 8	23 10
18.9	18.0	13 8	8.1	1.4	— 2.9	7.3	23.5	51 8	23 29
18.9	17.7	13.5	7 5	1.3	— 3.0	7.2	23.7	52 5	23 40
18.6	17.2	12.5	6.7	0.7	— 3.7	6.4	23.8	54 1	23 58
18.7	17.9	13.8	8.7	2.3	— 2.3	7.6	22.7	49 50	24 1
18.8	17.1	12.6	6.9	0.8	— 3.6	6.4	24.1	54 41	25 18
19.0	17.7	13.0	7.0	0.9	— 3.8	6.8	24.4	52 7	26 6
19.2	18.1	13.6	8.1	1.8	— 3.1	7.2	24.3	50 30	26 15
19.1	17.8	13.1	7.2	1.3	— 3.8	8.9	24.7	50 15	28 40
19.0	17.5	12.6	6.6	0.4	— 4.5	6.3	25.4	52 8	29 21
19.3	17.9	13.2	7.3	1.1	— 3.9	6.8	25.4	50 19	29 3
17.5	16.8	12.8	7.1	1.4	— 2.7	6.6	21.6	54 4	21 48
17.8	16.8	12.7	7.1	1.2	— 2.6	6.4	22.1	55 5	21 54
16.9	15.8	11.6	6.4	1.2	— 2.8	5.8	21.0	56 58	21 58
18.0	16.5	12.2	6.4	0.8	— 3.1	6.0	22.6	56 57	24 6

Miejscowość	h. m.	I	II	III	IV	V	VI
					IV dziedzina		
Ignalino. . . .	165	—6°.5	—6°.4	—2°.6	4°.6	11°.4	16°.0
Mołodeczno . .	176	— 6.5	— 6.0	— 2.1	5.1	12.0	16.2
Mińsk	212	— 6.8	— 6.3	— 2.5	4.8	12.0	16.5
Nadniemań. . .	181	— 6.5	— 5.8	— 1.7	5.8	12.5	16.4
Korsówka . . .	104	— 7.6	— 7.5	— 3.4	3.7	10.2	15.4
Borysów . . .	166	— 7.0	— 6.4	— 2.4	5.1	12.3	16.6
Wasilewicze . .	137	— 6.7	— 6 0	— 1.4	6.3	13.4	17.0
Mohylów . . .	184	— 7.5	— 7.3	— 2.7	4.6	12.3	16.5
Wielkie-Łuki . .	105	— 8.0	— 7.9	— 3.6	3.9	11.4	15.9
Nowy-Korolew. .	113	— 8.3	— 8.1	— 3.8	3.3	10.6	15.1
Horki	200	— 8.2	— 8.1	— 3 7	3.8	11.9	16.1
Smoleńsk . . .	216	— 8.4	— 8.6	— 3.6	3.6	11.9	16.2
					V dziedzina		
Tarnopol . . .	319	—5°.9	—4°.7	—0°.3	6°.5	13°.1	16°.8
Kamieniec Pod. .	222	— 5.5	— 4.1	0.6	7.8	14.2	17.9
St.-Konstantynów.	272	— 5.7	— 4.7	— 0.3	6.7	13.5	17.0
Niemiercze . .	294	— 5.8	— 4.8	— 0.1	7.6	14.2	17.8
Niemirów . . .	276	— 6.2	— 5.3	— 0.6	6.8	13.9	17.2
Kiszyniów . . .	108	— 3.9	— 2.7	2.0	9.0	15.6	19.4
Humań	220	— 6.2	— 5.5	— 0.6	6.8	14.0	17.4
Saliwonki . . .	170	— 6.4	— 5.5	— 0.7	7.1	14.7	17.9
Kijów	183	— 6.2	— 5.5	— 1.0	6.9	14.5	17.9
Olszana. . . .	163	— 6.2	— 5.5	— 0.6	7.0	14.8	18.2
Złotopol . . .	180	— 6.2	— 5.6	— 0.3	7.3	14.9	18.4
					VI pobrzeże		
Odesa	65	— 3°.2	—2°.4	2°.0	8°.3	15°.5	19°.9
Oczaków . . .	45	— 3.6	— 2.4	2.0	8.7	15.9	20.3
					VII dziedzina		
Prinz Heinrich Bande . . .	1404	— 6°.6	— 7°.4	—4°.9	—0°.6	4°.2	8°.2
Wang	872	— 3.9	— 4.2	— 1.6	3.0	7.9	11.8
Krummhubel . .	588	— 2.4	— 2.2	0.6	5.4	10.1	13.8
Góra Śnieżkowa .	1602	— 7.2	— 8.1	— 6.2	— 1.8	2.9	6.7
Jabłonków . . .	381	— 3.6	— 2.5	1.2	6.6	11.8	15.3
Istebna	597	— 5.0	— 4.0	— 0.2	5.3	10.6	13.8
Żywiec	343	— 3.3	— 2.3	1.8	7.4	12.6	16.0
Zakopane . . .	846	— 5.6	— 4.8	— 1.4	4.3	8.9	13.2
Krynica. . . .	587	— 6.0	— 4.3	— 0.5	5.2	10.5	14.3
Smolnik . . .	526	— 6.0	— 5.1	— 0.6	5.5	11.2	14.5
Jagielnica . . .	304	— 5.8	— 4.4	0.0	6.7	13.4	17.3
Krzyworówńia. .	572	— 5.9	— 4.2	0.4	5.9	11.8	15.6
Dolna-Watra . .	794	— 7.2	— 5.8	— 0.8	4.5	9.9	13.7
Kaczyka. . . .	437	— 5.0	— 4.0	0.6	7.0	12.6	16.6

VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok	Ampl.	Szer.	Dług.
l ą d o w a.									
17°.9	16°.2	11°.8	6°.0	—0°.3	—5°.0	5°.3	24°.4	55°21′	26°10′
17.9	16.4	11.7	6.0	— 0.2	— 4.9	5.5	24.4	54 19	26 54
18.1	16.6	11.8	5.6	— 0.4	— 5.2	5.4	24.9	53 54	27 33
18.1	16.5	12.2	6.2	0.1	— 4.9	5.8	24.6	52 20	27 7
17.3	15.5	10.8	5.0	— 1.0	— 5.6	4.4	25.0	56 49	27 42
18.2	16.8	11.8	5.6	— 0.3	— 5.3	5.4	25.2	54 15	28 30
18.6	17.1	12.2	6.3	0.1	— 4.9	6.0	25.3	52 16	29 48
18.2	16.6	11.6	5.4	— 0.9	— 5.7	5.1	25.7	53 54	30 21
17.9	15.9	10.8	5.1	— 1.3	— 6.1	4.5	25.9	56 21	30 31
17.0	15.4	10.6	4.7	— 1.7	— 6.5	4.0	25.3	55 9	30 28
17.9	16.3	11.2	4.9	— 1.4	— 6.4	4.5	26.1	54 17	30 59
18.0	16.1	10.8	4.7	— 1.8	— 6.7	4.3	26.4	54 47	32 4
p o n t y j s k a.									
18°.4	17°.5	13°.0	7°.6	1°.0	—3°.6	6°.6	24°.3	49°33′	25°36′
19.7	19.1	14.5	8.7	2.1	— 3.3	7.6	25.2	48 40	26 34
18.8	17.6	13.0	7.3	1.3	— 3.6	6.7	24.5	49 45	27 13
19.8	19.0	14.2	8.3	1.7	— 3.4	7.3	24.8	48 42	27 43
19.4	18.5	13.6	7.9	1.4	— 3.9	6.9	25.6	48 58	28 50
21.9	21.1	16.2	10.4	3.5	— 1.7	9.2	25.8	46 59	28 51
19.7	18.9	14.0	8.0	1.4	— 4.1	7.0	25.9	48 45	30 13
20.0	19.1	14.1	8.1	1.2	— 4.0	7.1	26.4	49 56	30 13
19.8	18.6	13.7	7.6	1.0	— 4.3	6.9	26.0	50 27	30 30
20.5	19.6	14.3	8.0	1.3	— 4.0	7.3	26.7	49 14	31 13
20.6	19.6	14.7	8.4	1.5	— 4.1	7.4	26.8	48 49	31 39
c z a r n o m o r s k i e.									
22°.4	21°.7	16°.9	11°.9	4°.7	—0°.6	9°.8	25°.6	46°29′	30°44′
22.9	22.2	17.1	11.6	4.6	— 0.7	9.9	26 5	46 36	31 32
g ó r s k a.									
10°.3	9°.5	6°.9	2°.1	—2°.9	—6°.1	1°.1	17°.7	50°45′	15°41′
13.8	13.4	10.1	5.3	— 0.3	— 3.3	4.3	18.0	50 47	15 43
15.6	15.4	12.2	7.3	1.5	— 1.8	6.3	18.0	50 46	15 46
8.6	8.2	5.6	1.2	— 3.6	— 6.8	— 0.1	16.7	50 44	15 44
17.1	16.3	12.9	8.5	2.1	— 2.3	7.0	20.7	49 45	18 46
15.5	14.8	11.5	7.1	0.5	— 3.7	5.5	20.5	49 34	18 54
17.9	17.0	13.3	8.7	2.3	— 2.1	7.4	21.2	49 41	19 12
15.3	14.5	10.4	5.9	— 0.8	— 4.2	4.6	20.9	49 17	19 58
15.7	14.9	11.6	6.9	0.2	— 4.0	5.4	21.7	49 25	20 57
16.3	15.6	11.9	7.3	0.8	— 3.8	5.6	22.3	49 16	22 7
19.0	18.2	13.6	8.2	1.1	— 3.4	7.0	24.8	48 56	24 45
17.1	15.9	12.0	7.4	0.6	— 3.8	6.1	23.0	48 10	24 54
15.7	14.8	10.8	6.3	— 0.6	— 5.1	4.6	22.9	47 22	25 22
18.5	17.2	13.1	8.1	1.8	— 3.0	6.9	23.5	47 38	25 50

LITERATURA.

1. Tables de dépouillement des sondages aérologiques. — Service Météorologique Militaire. P a r i s, 1919.
2. Notice sur les instruments météorologiques et sur les sondages aérologiques. — Service Météorologique-Ministère de la Guerre — P a r i s, 1919.
3. Generał JAN JACYNA i major I. ŁUNKIEWICZ.—Nauka artylerji Część I. — W a r s z a w a, 1922.
4. ARKADJEW W. K. — Nauczno tiechniczeskija osnowy gazowoj bor'by. — M o s k w a, 1917.
5. ROMER E. — Klimat ziem polskich. — Encyklopedja polska.— Tom. I.
6. MERECKI R.—Klimatologja ziem polskich.—W a r s z a w a, 1915.
7. Dr. DEFANT A. — Wetter und Wettervorhersage — L e i p z i g 1918.
8. Dr. RUDZKI M. — Zasady meteorologji. W a r s z a w a, 1917.

NAJPROSTSZE OBSERWACJE AEROLOGICZNE

oraz ich zastosowanie w praktyce wojskowej.

Obserwacje meteorologiczne w ich zwykłym zakresie, ograniczające się tylko do badania najniższej warstwy atmosferycznej, przylegającej bezpośrednio do powierzchni ziemi, były do bardzo niedawna jedynem źródłem, z którego czerpano dane dla zadośćuczynienia potrzebom życia i praktyki wojskowej. Obecnie, z postępem nauki i z rozwojem żeglugi powietrznej oraz broni artylerji takie obserwacje już nie są wystarczające. Przekonano się, że do zwiększenia procentu trafnych przepowiedzi pogody niezbędne są także badania wyższych warstw atmosfery, żegluga zaś powietrzna i artylerja bez nich wogóle obejść się nie mogą.

Chociaż i dawniej na wysoko położonych punktach urządzano stacje meteorologiczne (stacje górskie), których zadaniem było badanie zmian w warstwach atmosfery, znajdujących się na znacznej wysokości nad poziomem morza, jednakże nie mogą one odpowiadać teraźniejszym potrzebom, wymagającym wiadomości o stanie tak zwanej **atmosfery wolnej** na różnych wysokościach, t. j. warstw znajdujących się **nietylko na znacznej wysokości nad poziomem morza, ale jednocześnie i na znacznej wysokości nad powierzchnią ziemi** i nie podlegających jej bezpośrednim wpływom o charakterze dość zawiłym.

Dla wymienionych celów wynaleziono rozmaite sposoby, dozwalające zapuszczać w głąb atmosfery specjalnie do tego zbudowane przyrządy samopiszące

(meteorografy), unikając w ten sposób nieporządanego wpływu bliskości powierzchni ziemi.

Sposoby te można podzielić na trzy kategorje:

1) kiedy przyrządy, zapuszczone w głąb atmosfery, są na uwięzi;

2) kiedy przyrządy są nieuwięzione i bujają swobodnie w wolnej atmosferze;

3) kiedy przyrządy mogą być dowolnie przenoszone w wolnej atmosferze w kierunku pionowym i poziomym.

Pierwsza z tych trzech kategoryj obejmuje latawce i balony na uwięzi, zapomocą których odbywa się zapuszczanie przyrządów w głąb atmosfery.

Druga—balony rozmaitej wielkości, bujające w wolnej atmosferze, unoszące z sobą przyrządy wraz z ludźmi, lub też bez nich.

Trzecia kategorja, stosowana skutecznie dopiero w ostatnich latach, obejmuje płatowce, zapomocą których stosownie umieszczone przyrządy mogą być przenoszone w dowolnych kierunkach w głębi atmosfery.

Każdy z tych sposobów ma swoje ujemne i dodatnie strony; tylko stosowanie wszystkich trzech sposobów umożliwia nam obecnie należyte badanie zmian w wolnej atmosferze, zadowalając wszystkie wymagania nauki i praktyki.

Nie mogąc dłużej zatrzymywać się na bliższem rozpatrywaniu wszystkich wymienionych sposobów obserwacji, zmuszeni jesteśmy ograniczyć się do jednego tylko najprostszego sposobu, należącego do drugiej kategorji, a używanego do obserwacji tylko jednego elementu meteorologicznego, najważniejszego w zagadnieniach praktyki wojennej, a mianowicie do obserwacyj **kierunku i prędkości wiatru** na różnych wysokościach wolnej atmosfery.

Do wymienionego celu używamy niewielkich balonków gumowych, napełnionych (najlepiej) wodorem, bez żadnych przyrządów. Balonik taki, wznosząc się do góry,

ulega w każdej chwili panującemu na danej wysokości wiatrowi, wskutek tego odbywa on także pewną drogę w kierunku poziomym z szybkością, odpowiadającą prędkości wiatru, panującego w danej chwili na wysokości, na której balonik znajduje się. Kierunek, w którym balonik szybuje, odpowiada w każdej chwili kierunkowi wiatru, panującemu na danej wysokości.

Gdybyśmy mogli określić ściśle, dla pewnych, mniej lub więcej częstych odstępów czasu, każdorazowy punkt w atmosferze, w którym środek balonu znajdował się, to pewne jest, że posiadając cały szereg takich punktów, moglibyśmy zrobić wykres całej drogi, odbytej przez balonik w atmosferze. Ścisłość takiego wykresu zależałaby tylko od ilości określonych punktów; im odstępy czasu przy określaniu punktów są krótsze, tem ścisłość wykresu będzie większa. Znając zaś drogę, odbytą przez balonik, możemy z niej określić, jak to się okaże, prędkość i kierunek wiatru na różnych wysokościach wolnej atmosfery.

Zarówno teorja jak i praktyka wskazują nam, że baloniki gumowe **kształtu kulistego, szczelnie zamknięte,** mają tę własność, że szybkość ich pionowego wzlotu jest jednostajna i nie zmienia się z wysokością. Zależy ona tylko od rodzaju gazu, zawartego w baloniku, od wagi jego powłoki gumowej i od siły nośnej, którąśmy mu nadali, napełniając go większą lub mniejszą ilością gazu.

Powiedzieliśmy już wyżej, że do napełniania baloników, używamy powszechnie tylko wodoru, którego zapasy przewozi się z miejsca na miejsce w butlach stalowych.

Przed napełnieniem musimy balonik zważyć, t. j. określić wagę powłoki. Potem napełnimy go taką ilością gazu, aż jego siła nośna osięgnie tę wielkość, która przy znanej już wadze powłoki da nam żądaną szybkość

wzlotu, którą oczywiście dowolnie zmieniać możemy stosownie do okoliczności.

Siłę nośną określamy w ten sposób, że obciążamy napełniony już balonik ciężarkami dotąd, aż jego parcie w górę nie będzie zrównoważone i obciążony balonik nie zawiśnie nieruchomo w powietrzu. Obciążenie to wyrażone w gramach daje nam miarę jego siły nośnej.

Dość żmudne obliczenia teoretyczne i doświadczenia praktyczne dały możność określić dla każdej wagi powłoki gumowej balonu siłę nośną, którą mu należy nadać, aby otrzymać pewną szybkość wzlotu.

W następującej tabliczce podajemy siłę nośną, dającą najczęściej używane szybkości wzlotu, wyrażone **w metrach na minutę**, przy danej wadze powłoki.

Siła nośna w gramach.

Szybkość wzlotu m/min.	Waga powłoki w gramach														
	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	110	120	130	140	150
100	21	27	31	35	38	42	44	47	49	51	52	53	55	57	58
150	71	79	85	91	96	101	105	105	111	114	116	118	120	122	124
200	165	172	177	183	187	191	195	198	201	203	205	207	209	211	213

Z powyższej tabliczki wynika, że jeżeli mamy np. balonik, którego powłoka waży 40 gramów i życzymy sobie aby wznosił się z szybkością 100 metrów na minutę, to należy go napełnić wodorem o tyle, aby posiadał siłę nośną 35 gramów. Siłę zaś nośną jego należałoby zwiększyć aż do 183 gramów, aby mu nadać szybkość wzlotu podwójną, t. j. 200 metrów na minutę.

Puszczając balonik w pewnym, ściśle określonym czasie, możemy wiedzieć w każdej chwili na jakiej wysokości on się znajduje, obserwując tylko ubiegły od chwili puszczenia balonu czas, zapomocą specjalnego zegarka (stopera), pozwalającego robić to ze ścisłością do jednej, a nawet do dziesiątych części se-

kundy. Takie baloniki nazywają się **balonami pilotowemi**, a obserwacje, czynione zapomocą tych baloników, **pilotażem.**

Celem bliższego określenia miejsca (punktu), w którem w danej chwili balonik znajduje się w atmosferze obserwujemy go zapomocą przyrządu optycznego, zwanego **teodolitem.** Jest to luneta (patrz rysunek 24), zaopatrzona w dwa koła, podzielone na całe stopnie, z których jedno jest poziome (a) a drugie pionowe (b). Lunetę możemy skierować na dowolny punkt w przestrzeni, obracając ją kolejno lub jednocześnie około osi pionowej i osi poziomej z któremi ona jest połączona. Jeżeli oś optyczna lunety ma kierunek ściśle poziomy, wtedy odczyt na kole pionowem powinien równać się zeru; przez lunetę widzimy wtedy przedmioty oddalone, znajdujące się na horyzoncie danej miejscowości. Obserwując przedmioty, znajdujące się na pewnej wysokości nad horyzontem, zapomocą koła pionowego możemy określić na ile stopni nad horyzontem przedmiot się znajduje, gdyż odczyt na kole pionowem wskaże nam bezpośrednio ilość stopni, na którą podnieśliśmy lunetę do góry (obrót około osi poziomej), aby obserwowany przedmiot mieć w środku pola widzenia lunety. Jest to tak zwany **kąt wzniesienia.** Koło pionowe jest zaopatrzone w nonjusz, zezwalający robić odczyty ze ścisłością do dziesiątych części stopnia.

Przypuśćmy teraz, że mamy do czynienia z balonem pilotowym, mającym szybkość wzlotu 100 metrów na minutę i że od chwili puszczenia balonu aż do chwili w której ustawiliśmy lunetę tak, że balon widzimy ściśle pośrodku pola widzenia (w okularze) upłynęło 3 minuty i 30 sekund, określone zapomocą zegarka (stopera), to możemy być pewni, że wysokość na której balon w tym momencie się znajdował była:

$$3^1/_2 \times 100 = 350 \text{ metrów}$$

nad powierzchnią ziemi (ściśle biorąc nad płaszczyzną poziomą przechodzącą przez punkt obserwacji). Wskazanie zaś koła pionowego da nam kąt wzniesienia balonu nad poziomem. Te dwie wielkości służą do wykreślenia trójkąta prostokątnego OPB (patrz rysunek 25), w którym jedna z przyprostokątnych będzie równała się znalezionej wysokości (h), przeciwległy zaś kąt będzie kątem wzniesienia (β) balonu (B). Te dwie wielkości dają nam możność obliczenia odległości (a) balonu od punktu obserwacyjnego O, mierzonej w płaszczyźnie poziomej przezeń przechodzącej, czyli odległości od punku P nad którym się balon znajdował. Oblicza się zapomocą znanego trygonometrycznego wzoru.

$$a = h. \operatorname{cotg} \beta$$

Jeżeli kąt wzniesienia wynosił w naszym przykładzie np. 40^0, to

$a = 350. \operatorname{cotg} 40^0$ metrów czyli
$a = 350 \times 1{,}1918$ ma więc
$a = 417{,}1$ metrów.

Lecz powróćmy do teodolitu. Jak wspominaliśmy, posiada on jeszcze koło poziome. Możemy zawsze tak ustawić teodolit, że przy skierowanej lunecie ściśle ku punktowi północnemu odczyt na kole poziome będzie się równał 0^0, każde więc odchylenie lunety w prawo lub w lewo (obrót około osi pionowej) od tego położenia, zmieni odczyt koła poziomego na tyle stopni na ile stopni odchylono lunetę. Odczyt więc koła poziomego przy obserwacji balonu daje nam bezpośrednio kąt (α) (patrz rysunek 26) zawarty między kierunkiem NS i kierunkiem w którym balon się znajdował w chwili obserwacji. Kąt ten nazywamy **kątem azymutalnym** i liczymy go w kierunku ruchu strzałki zegara.

Z tego wynika, że znając kąt azymutalny i długość a, możemy na płaszczyźnie poziomej, przechodzącej przez

punkt obserwacyjny O, dokładnie oznaczyć punkt P (patrz rysunek 26), nad którym balon B znajdował się w chwili obserwacji.

Położenie balonu obserwujemy zwykle co minutę i każda obserwecja daje nam bezpośrednio wysokość h, na której balon się znajdował oraz odpowiednie kąty α (azymutalny) i β (wzniesienia). Otrzymamy więc cały szereg punktów P, których położenie (kąty α) i odległość a względem punktu obserwacyjnego O będą nam znane.

Biorąc arkusz papieru na którym wykreślone są kierunki NS, EW i t. d. (róża wiatrów) względem punktu obserwacyjnego O (patrz rysunek 27), wyznaczamy na nim otrzymany szereg promieni (a) idących pod odpowiednim kątem (α) do kierunku NS i tyleż punktów (P).

Na rysunku 27 zatem, punkt O jest miejscem obserwacji; N, E, S i W odpowiadają czterem stronom świata, (róża wiatrów), linja więc NS przedstawia południk miejsca obserwacji; a_1 a_2 a_3.... są odległości punktów P_1 P_2 P_3.... nad któremi balon się znajdował ściśle w końcu 1-ej, 2-ej, 3-ej, i t. d. minuty, kąty zaś α_1 α_2 α_3 i t. d. są odpowiedniemi kątami azymutalnemi.

Do wykresu długości a_1 a_2 i t. d. należy oczywiście użyć stosownej podziałki np. 1:50.000.

Łącząc punkty P_1—P_2, P_2—P_3, P_3—P_4 i t. d. prostemi, otrzymamy łamaną linję $OP_1P_2P_3P_4P_5$ przedstawiającą odkształcenie drogi, którą balon odbywał w kierunku poziomym, czyli rzut drogi balonu na płaszczyznę poziomą.

Odkształcenie ruchu poziomego balonu jest oczywiście niezupełnie ścisłe, gdyż nic nas nie upoważnia do twierdzenia, że balon poruszał się w poziomym kierunku, np. między punktem P_1 i P_2 po linji prostej. Gdyby obserwacje robiono co pół minuty, to w wielu wypadkach okazałoby się rzeczywiście niewielkie czasowe zboczenie od kierunku $P_1 — P_2$. W większości jednak

zastosowań praktycznych obserwacje co minuta w zupełności wystarczają. Pojedyńcze więc odcinki łamanej linji przedstawiają właściwie średni ruch balonu. Mówiliśmy już o tem wyżej, że balon porusza się w poziomym kierunku tak, jak się porusza otaczające go powietrze, więc łamana linja na rysunku 27 uwidacznia nam ruch powietrza, czyli daje nam kierunek i prędkość wiatru. Do określenia prędkości wiatru należy tylko wymierzyć długość każdego z odcinków łamanej linji OP_1P_2....

Jeżeli podziałka rysunku była np. 1:50.000 i długość odcinka $P_1P_2 = 15$ mm, to prędkość wiatru między pierwszą a drugą minutą była w metrach na minutę

$$50.000 \times 0{,}015 = 750 \text{ m/min. czyli}$$

12,5 metrów na sekundę.

Balon jednak zmienił w tym czasie swą wysokość o 100 metrów. W końcu pierwszej minuty, w punkcie P_1 jego wysokość była 100 metrów nad poziomem, w P_2 zaś 200 m, wymieniona więc wyżej prędkość wiatru jest średnią prędkością, która panowała w warstwie powietrza między 100 i 200 m nad poziomem. Tak samo inne odcinki łamanej linji dadzą nam średnie prędkości dla warstw 200—300; 300×400 i t. d. metrów.

Kierunek względnie róży wiatrów każdego odcinka OP_1, P_1P_2, P_2P_3 i t. d. daje nam średni kierunek wiatru jaki panował w odpowiednich warstwach. Celem określenia kierunku należy sobie przedstawić każdy z odcinków P_1P_2, P_2P_3 i t. d. przesuniętym równolegle z samym sobą do środka O róży wiatrów, poczem bezpośrednio określa się kierunek z dowolną ścisłością. Gdzie nie chodzi o wielką ścisłość i kierunek wiatru nie wyraża się w stopniach odchylenia od czterech głównych kierunków róży, określamy go na oko. W na-

szym wypadku (patrz rysunek 27) otrzymalibyśmy następujące kierunki na różnych wysokościach:

od	0 — 100	metrów	WSW bardziej ku W
	100 — 200	„	SW
	200 — 300	„	SSE
	300 — 400	„	WSW bardziej ku W
	400 — 500	„	SE

Do wykresów posiadamy zwykle ogromne arkusze z gotową na nich, bardzo szczegółową różą wiatrów (koło podzielone na 360^0), pozwalającą nam promienie a_1 a_2 a_3 i t. d. wykreślać odrazu z dokładnością kątów azymutalnych α_1 α_2 α_3 i t. d. do $0^0.1$.

Do obliczania długości a_1 a_2 a_3.... posługujemy się albo szczegółowemi tabliczkami, podającemi cotangens kąta wzniesienia β, albo przyrządami zapomocą których możemy te długości określić mechanicznie. Takich przyrządów, różnego systemu posiadamy bardzo dużo, lecz nie możemy się tu dłużej nad tem zatrzymywać.

Widzimy więc, że opisany **pilotaż** daje możność, w bardzo krótkim czasie, określić kierunek i prędkość wiatru na różnych wysokościach. To też ten sposób jest najbardziej rozpowszechniony w praktyce wojskowej, kiedy nie chodzi o wielką ścisłość. Tam jednak gdzie wymagania są bardziej wygórowane sposób ten nie wystarcza.

Główne źródło błędów przy tym sposobie pilotażu kryje się w określeniu prędkości wzlotu balonu. Wychodziliśmy dotychczas z założenia, że powietrze porusza się tylko w kierunku poziomym. Gdyby w rzeczywistości zawsze tak było, to opisany sposób pilotowania byłby zewszechmiar zadowalający. Jednakże powietrze porusza się, jak to wiemy, częstokroć także jednocześnie i w kierunku pionowym, o czem obszernie mówiliśmy rozpatrując powstawanie prądów wstępujących i zstępu-

jących w atmosferze. Takie prądy, jak wiemy, mogą zjawiać się dość często. Obecność tych prądów zmienia naturalnie prędkość wzlotu balonu; przy prądach wstępujących prędkość wzlotu zwiększa się, przy prądach zstępujących, przeciwdziałających parciu w górę, prędkość się zmniejsza. W takich więc wypadkach nie możemy twierdzić, że prędkość wzlotu obliczona zapomocą podanej wyżej tabliczki będzie na wszystkich wysokościach stała. Prądy zstępujące i wstępujące mogą w niektórych wypadkach powodować dość znaczne i poważne błędy w określeniu jak prędkości tak i kierunku wiatru. Dla uniknięcia tych błędów śledzenie ruchu balonu tylko z jednego punktu obserwacyjnego nie jest już wystarczające. Balon musimy wtedy obserwować **jednocześnie** z dwóch punktów, położonych możliwie daleko od siebie; im odległość tych punktów obserwacyjnych jest większa, tem wyniki obserwacyj są ściślejsze.

Następujące obliczenia trygonometryczne udowodnią nam, że obserwacje robione jednocześnie z dwóch punktów, pozwalają określićbezp ośrednio wysokość, na jakiej balon w danej chwili się znajdował, niezależnie od wagi jego powłoki jako też od siły nośnej, którą posiadał.

Na rysunku 28 punkty obser wacyjne (stacje) są oznaczone cyframi I i II, odległość między nimi oznaczoną przez „b“ (podstawa), wymierza się bardzo ściśle. Naogół stacje I i II nie będą leżały na jednym poziomie. Przypuśćmy, że stacja II jest położona wyżej. Różnicę wysokości „d“ określamy zapomocą niwelacji, prosta więc „b_1“ będzie odległością między I i II, mierzoną w płaszczyźnie poziomej, przechodzącej przez stację I, czyli rzutem odległości „b“. Kąt „i“, zawarty między b i b_1 i możemy obliczyć zapomocą wzoru

$$\frac{d}{b} = \sin i$$

Znając zaś kąt „i“ otrzymujemy „b_1“ ze wzoru

$$b_1 = b \cdot \cos i \qquad (1)$$

Jeżeli balon w pewnej chwili znajdował się w punkcie „B“, to dla obserwatora na stacji I kąt „β_1“, będzie kątem wzniesienia, „a_1“ odległością (mierzoną w płaszczyźnie poziomej, przechodzącej przez I) od punktu „P“, nad którym balon w danej chwili się znajdował, zaś „h_1“ będzie odpowiednią wysokością. Z tych trzech wielkości **znana jest dla danej chwili tylko jedna, mianowicie** kąt „β_1“, wskazany na kole pionowem teodolitu obserwatora na stacji I.

Odpowiednie wielkości w tej samej chwili dla obserwatora na stacji II (patrz rysunek) będą „β_2“, „a_2“ i „h_2“, z których znany jest tylko kąt wzniesienia „β_2“. Widzimy też z rysunku, że

$$h_1 = h_2 + d \qquad (2)$$

Gdyby a_1 i a_2 były znane, moglibyśmy wtedy h_1 i h_2 obliczyć z odpowiednich prostokątnych trójkątów zapomocą wzorów

$$h_1 = a_1 \cdot \operatorname{tg} \beta_1 \qquad h_2 = a_2 \cdot \operatorname{tg} \beta_2 \qquad (3)$$

Długości jednak a_1 i a_2 możemy obliczyć z poziomego (podstawowego) trójkąta z bokami a_1, b_1 i a_2, przylegającego kątem α_1 do stacji I. W tym trójkącie oprócz strony b_1 znane nam są kąty α_1 i α_2, gdyż notując wskazania na kołach poziomych teodolitów, jeżeli ich lunety będą skierowane ku sobie, t. j. tak, że w lunecie I będziemy widzieli lunetę teodolitu II w środku pola widzenia i odwrotnie, notując zatem wskazania w chwili obserwacji balonu B, otrzymamy kąty α_1 i α_2, biorąc różnicę wskazań kół poziomych, odpowiadających tym dwom położeniom. Możemy więc użyć znanych wzorów:

$$\frac{a_1}{b_1} = \frac{\sin \alpha_2}{\sin(\alpha_1 + \alpha_2)} \text{ i } \frac{a_2}{b_1} = \frac{\sin \alpha_1}{\sin(\alpha_1 + \alpha_2)} \text{ skąd}$$

$$a_1 = \frac{b_1 \,.\, \sin \alpha_2}{\sin(\alpha_1 + \alpha_2)} \qquad a_2 = \frac{b_1 \,.\, \sin \alpha_1}{\sin(\alpha_1 + \alpha_2)} \qquad (4)$$

Ze wzoru (1) mamy $b_1 = b \,.\, \cos i$ możemy więc napisać:

$$a_1 = \frac{b \,.\, \cos i \,.\, \sin \alpha_2}{\sin(\alpha_1 + \alpha_2)} \qquad a_2 = \frac{b \,.\, \cos i \,.\, \sin \alpha_1}{\sin(\alpha_1 + \alpha_2)} \qquad (5)$$

Rugując zaś zapomocą wzorów (5) wielkości a_1 i a_2 we wzorach (3) otrzymamy:

$$h_1 = \frac{b \,.\, \cos i \,.\, \sin \alpha_2}{\sin(\alpha_1 + \alpha_2)} \cdot \operatorname{tg} \beta_1 \qquad (6)$$

$$h_2 = \frac{b \,.\, \cos i \,.\, \sin \alpha_1}{\sin(\alpha_1 + \alpha_2)} \cdot \operatorname{tg} \beta_2 \qquad (7)$$

W tych wzorach wszystkie wielkości są nam znane po prawej stronie.

Uważając, że według wzoru (2)

$$h_1 = h_2 + d,$$

otrzymujemy dwie wielkości dla wysokości, liczonej od płaszczyzny poziomej, przechodzącej przez stację I — jedną ze wzoru (6)

$$h_1 \text{ i drugą } h_1^1 = h_2 + d$$

używając wzoru (7).

Te dwie wartości będą tem zgodniejsze między sobą, im obserwacje były lepiej wykonane. Jako ostateczną wartość wysokości przyjmujemy średnią z tych dwóch wielkości, t. j.

$$h = \frac{h_1 + h_1^1}{2} \qquad (8)$$

Robiąc takie obserwacje co minutę otrzymujemy szereg wartości dla h, a_1 i a_2, z któremi postępujemy, jak wyżej było wskazane, używając dowolnie albo wartości a_1, albo a_2 stosownie do tego, którą stację będziemy uważali za punkt początkowy. Możemy jednakże w wielu

wypadkach prawie zupełnie uwolnić się od wszelkich wyliczeń, używając metody wykresu. W podstawowym trójkącie (rys. 28) znane nam są bok b_1 (rzut podstawy na płaszczyznę poziomą) i kąty α_1 i α_2, otrzymane wprost z obserwacji. Biorąc arkusz papieru z różą wiatrów, wykreślamy na nim w stosownej podziałce podstawę b_1, umieszczając jeden jej koniec, np. I, w środku róży i nadając jej kierunek, który ona rzeczywiście posiada w stosunku do południka (NS). Ten kierunek jest zawsze znany. Następnie odkładamy przy końcach podstawy b_1, odpowiednie kąty α_1 i α_2 i przedłużamy zewnętrzne boki aż do ich przecięcia w punkcie P. W taki sposób otrzymujemy za jednym zamachem potrzebne nam długości a_1 i a_2 oraz punkt P (podnóże wysokości), nad którem balon znajdował się w danej chwili. Postępując tak, otrzymamy szereg punktów P, które łączymy linją łamaną i określamy kierunek oraz prędkość wiatru w sposób już nam znany. Co do wysokości, na których się balon znajdował, nad poszczególnemi punktami P, to otrzymujemy je ze wzoru (3) i ostatecznie ze wzoru (8). Metodę wykresu stosuje się tylko wtedy, kiedy kąt, pod którym się przecinają boki a_1 i a_2 nie jest zbyt ostry lub zbyt otwarty, gdyż w takich wypadkach długości a_1 i a_2 nie dają się wymierzyć z dostateczną ścisłością; należy je wtedy obliczyć, powodując się odpowiedniemi wzorami.

Zachodzą jednak czasem szczególne wypadki, przy których wzory (5), (6) i (7) nie mogą być użyte. Dotychczas rozpatrywaliśmy tylko takie wypadki, kiedy balon poruszał się pod wpływem wiatru na pewnej odległości, w bok od podstawy. Może się jednek zdarzyć, że balon znajduje się nad samą podstawą. Jeżeli jednocześnie wiatr ma ten sam kierunek, jaki ma podstawa, to balon będzie się poruszał w płaszczyźnie pionowej, przechodzącej przez podstawę i w takim wypadku kąty α_1 i α_2

będą $= 0^0$ względnie 180^0 (patrz rys. 28). We wzorach (5), (6) i (7) mamy w liczniku i w mianowniku wyrazy $\sin \alpha_1$; $\sin \alpha_2$ i $\sin (\alpha_1 + \alpha_2)$.

W powyższym wypadku, kiedy

$$\alpha_1 = \alpha_2 = 0^0 \text{ (względnie } 180^0),$$

otrzymalibyśmy

$$\sin \alpha_1 = \sin \alpha_2 = \sin (\alpha_1 + \alpha_2) = 0;$$

nie możemy więc zapomocą tych wzorów obliczyć wartości dla a_1, a_2 i h.

Należy więc w takich wypadkach używać wzorów odrębnych, rozróżniając przy tem 3 wypadki.

Wypadek pierwszy: balon znajduje się **między** stacją I i II i w pionowej płaszczyźnie przechodzącej przez podstawę b. Taki rozkład przedstawiony jest na rysunku 29, który jest sam przez się zrozumiały, gdyż zachowaliśmy te same znaki, jak w rysunku 28. Z rysunku 29 wynika że

$$h = c_1 \sin \beta_1. \qquad (9)$$

$$a_1 = c_1 \cos \beta_1 \qquad a_2 = b_1 - a_1. \qquad (10)$$

Nieznaną wartość c_1 możemy określić z trójkąta (I, II, B) zapomocą używanego już przez nas wzoru

$$\frac{c_1}{b} = \frac{\sin (\beta_2 + i)}{\sin (\beta_1 + \beta_2)} \text{ więc}$$

$$c_1 = \frac{b \,.\, \sin (\beta_2 + i)}{\sin (\beta_1 + \beta_2)} \qquad (11)$$

Wzory (9) i (11) dają nam

$$h = \frac{b \,.\, \sin (\beta_2 + i)}{\sin (\beta_1 + \beta_2)} \cdot \sin \beta_1 \qquad (12)$$

a (10) i (11) dają nam

$$a_1 = \frac{b \,.\, \sin (\beta_2 + i)}{\sin (\beta_1 + \beta_2)} \cdot \cos \beta_1 \qquad (13)$$

W tym wypadku, jak też w następnych, otrzymujemy tylko jedną wartość dla h, jak o tem łatwo się przekonać, wprowadzając zamiast wyrazu $\sin(\beta_2 + i)$ wyraz $\sin(\beta_1 - i)$.

Wypadek drugi: balon znajduje się nad przedłużeniem, w prawo od podstawy b i jej poziomego rzutu b_1 (patrz rysunek 29)

$$h = c_1 \cdot \sin \beta_1 \qquad (14)$$

$$a_1 = c_1 \cdot \cos \beta_1 \qquad a_2 = a_1 - b_1 \qquad (15)$$

$$\frac{c_1}{b} = \frac{\sin(\beta_2 - i)}{\sin(\beta_2 - \beta_1)}$$

$$c_1 = \frac{b \cdot \sin(\beta_2 - i)}{\sin(\beta_2 - \beta_1)} \qquad (16)$$

więc

$$h = \frac{b \cdot \sin(\beta_2 - i)}{\sin(\beta_2 - \beta_1)} \cdot \sin \beta_1 \qquad (17)$$

$$a_1 = \frac{b \cdot \sin(\beta_2 - i)}{\sin(\beta_2 - \beta_1)} \cdot \cos \beta_1 \qquad (18)$$

Wypadek trzeci: balon znajduje się nad przedłużeniem, w lewo od podstawy i rzutu poziomego (patrz rysunek 30)

$$h = c_1 \sin \beta_1 \qquad (19)$$

$$a_1 = c_1 \cdot \cos \beta_1 \qquad a_2 = a_1 + b_1 \qquad (20)$$

$$\frac{c_1}{b} = \frac{\sin(\beta_2 + i)}{\sin(\beta_1 - \beta_2)}$$

$$c_1 = \frac{b \cdot \sin(\beta_2 + i)}{\sin(\beta_1 - \beta_2)} \qquad (21)$$

więc

$$h = \frac{b \cdot \sin(\beta_2 + i)}{\sin(\beta_1 - \beta_2)} \cdot \sin \beta_1 \qquad (22)$$

$$a_1 = \frac{b \cdot \sin(\beta_2 + i)}{\sin(\beta_2 - \beta_2)} \cdot \cos \beta_1 \qquad (23)$$

Aby wymienione trzy wypadki zdarzały się rzadziej należy podstawie b nadawać kierunek różniący się znacznie od najczęstszych kierunków wiatru, panujących w danej miejscowości; wybieramy przytem teren możliwie poziomy. Jeśli różnica wysokości „d" obu stacyj jest mała, to i kąt „i" będzie mały i wtedy cosi we wzorach (5), (6) i (7) może być zastąpiony przez jedność.

Co do długości podstawy należy się starać, aby nie była krótszą niż 2 kilometry. Obie stacje powinne być połączone telefonicznie, aby umożliwić obserwatorom **rzeczywiście jednoczesne** obserwacje.

Wspominaliśmy już o wielkiem znaczeniu jakie mają aerologiczne obserwacje, specjalnie obserwacje wiatru, dla żeglugi powietrznej i artylerji. Damy przykład praktycznego zastosowania obserwacyj pilotowych w artylerji.

Każdy wiatr, działając na pocisk przez czas jego lotu, odchyla go mniej lub więcej od toru, któryby pocisk zakreślił jeżeliby w powietrzu panowała cisza.

Wielkość tego odchylenia jest znana dla strzałów wszelkiego rodzaju przy wiatrach rozmaitej prędkości i kierunku, jednak tylko w tym wypadku kiedy prędkość i kierunek wiatru nie zmieniały się w czasie lotu pocisku. Lecz wiatr na różnych wysokościach nie jest stały co do prędkości i kierunku. Szczególnie szybkie zmiany następują w prędkości wiatru w zależności od wysokości. Już na wysokości 500 metrów nad powierzchnią ziemi wiatr wieje z podwójną prawie prędkością aniżeli na dole. Wzrost prędkości trwa naogół, chociaż w mniejszej mierze, przy dalszem wzniesieniu do góry. To samo ma miejsce i z kierunkiem wiatru. Naogół kierunek wiatru zbacza w prawo z wysokością, jednakże

częste są wypadki, że rzut poziomy drogi balonu, przedstawiający nam zmiany kierunku wiatru z wysokością (łamana linja na rysunku 27) bywa bardzo złożony. Nieraz się zdarza, że cały przebieg ma kształt krzywej, krzyżującej się kilkakrotnie i zwracającej ostatecznie swój bieg ku początkowemu punktowi wyjścia. Że wiatr wieje bardzo często na pewnej wysokości w kierunku wręcz przeciwnym aniżeli na dole, o tem wie każdy, kto tylko zadał sobie trud obserwowania ruchu chmur. Chmury niższe poruszają się często (szczególnie przy zbliżającej się burzy) w kierunku przeciwnym od chmur wyższych. Można więc sobie wyobrazić jak złożony jest wpływ wiatru na pociski, sięgające przy obecnym stanie artylerji tak olbrzymich wysokości. Wszak największe działo niemieckie ostrzeliwało Paryż z odległości 132 kilometrów, przyczem pocisk wznosił się prawdopodobnie do 45 km w górę. Otóż mając do czynienia z wiatrem wciąż zmieniającym swój kierunek i prędkość, zadaniem naszem jest zastąpić go wiatrem fikcyjnym, lecz o stałym kierunku i prędkości, któryby wywoływał to samo odchylenie pocisku, co zmienny wiatr rzeczywisty. Ten fikcyjny wiatr nazywamy **wiatrem balistycznym**.

Wychodzimy z założenia, że odchylenie pocisku, wywołane przez wiatr, jest **proporcjonalne do prędkości wiatru** i do **czasu** w ciągu którego wiatr działa na pocisk.

Przypuszczamy również, że kierunek odchylenia jest jednaki z kierunkiem wiatru.

Tak np. przy wietrze w kierunku lotu pocisku (wiatr równoległy) odległość strzału, przy danym kącie celowania, będzie większa niż obliczona przy spokojnym stanie powietrza, gdyż opór był mniejszy. Odwrotnie przy wietrze równoległym, lecz przeciwnym—odległość strzału będzie mniejsza, gdyż opór powietrza był większy.

Przy wietrze prostopadłym do płaszczyzny strzału (wiatr poprzeczny) następuje tylko boczne odchylenie

pocisku w odpowiednim kierunku. Wszystkie te odchylenia od toru normalnego będą tem większe im wiatr był silniejszy i im czas lotu pocisku był dłuższy. Jeżeli wiatr wiał nie pod prostym kątem do płaszczyzny, lecz pod jakimśkolwiek innym kątem, to pocisk odchyla się jednocześnie w odległości i w kierunku. W takich wypadkach, celem określenia wpływu wiatru, rozkładamy go na dwie składowe, t. j. na wiatr **poprzeczny** i wiatr **równoległy** i obliczamy wpływ pierwszego na odchylenie pocisku co do kierunku i wpływ drugiego co do odległości. Wszystko to w przypuszczeniu, że kierunek i szybkość były stałe. Przedstawiając wiatr zapomocą tak zwanych „wektorów“ t. j. zapomocą prostych linij których długość daje nam miarę prędkością, a kierunek względem róży wiatrów, kierunek samego wiatru (patrz rys. 27, gdzie każdy odcinek linji łamanej OP_1P_2.... jest wektorem), możemy go łatwo rozłożyć na wspomniane dwie składowe.

Zwykle rozkładamy wiatr na składowe N—S i E—W.

Na rysunku 32 kierunki te przyjęto jako osie spółrzędnych, oś N—S dla spółrzędnych x, oś E—W dla spółrzędnych y. Jako dodatni kierunek spółrzędnych liczymy kierunek ku N i ku E, jak to wskazują strzałki na rysunku. Koło, którego środek leży na skrzyżowaniu osi, jest podzielone i służy do określenia kierunku. Wymienić należy, że przy tych wyrachowaniach dzielimy kąt prosty nie na stopnie, lecz na grady, t. j. dzielimy kąt nie na 90 części lecz na 100 części z których każdą nazywamy gradem, 10 gradów = 1 dekagradowi, a więc kąt prosty = 10 dekagradów. Kąty liczymy zaczynając od kierunku N, w kierunku strzałki zegara, (patrz rysunek 32) przez E, S ku W. Dla przykładu rozłożyliśmy 4 różne co do prędkości i kierunku wiatry, oznaczone literami V_1 V_2 V_3 V_4. Podziałkę, odpowiadającą metrom na sekundę, wykreślono na rysunku. Z rysunku widzimy, że wiatr V_1, którego prędkość można

określić mierząc długość wektora V_1 zapomocą podziałki, wiejący mniej więcej w kierunku S W ku N E (dokładny kierunek wyrażony w dekagradach określa się bezpośrednio, gdyż koło jest zawsze dokładnie podzielone; oceniając na oko mamy około 5,5 dekagr.) **można byłoby zamienić z tym samym skutkiem** dwoma wiatrami jeden w kierunku N, drugi — E, wiejącemi z prędkością pierwszy $x = +5$ m/s, drugi $y = +6$ m/s. Postawiliśmy tu znak +, ponieważ oba wiatry wieją w kierunku, który uważamy za dodatni. Natomiast wiatr V_3 możemy zamienić dwoma wiatrami, wiejącemi z prędkością $x = -2$ m/s i $y = -8$ m/s, ze znakiem — ponieważ jak pierwszy tak drugi wieją w kierunku ujemnym, t. j. ku W i ku S. Następująca tabliczka podaje znaki składowych przy różnych kierunkach wiatru, wyrażonych w dekagradach, ułatwiając ich określenie.

Kierunek wiatru w dekagradach	Znaki składowych na osi	
	X czyli N—S	y czyli E—W
od 0 do 10	+	+
„ 10 „ 20	—	+
„ 20 „ 30	—	—
„ 30 „ 40	+	—

Na zasadzie tego co było powiedziane, nowe 4 wiatry rozkłada się w kierunku x (N—S) i y (E—W) w następujący sposób:

$V_1 \ldots\ldots \quad x_1 = +5$ m/s $\quad y_1 = +6$ m/s
$V_2 \ldots\ldots \quad x_2 = -6$ „ $\quad y_2 = +2$ „
$V_3 \ldots\ldots \quad x_3 = -2$ „ $\quad y_3 = -8$ „
$V_4 \ldots\ldots \quad x_4 = +6$ „ $\quad y_4 = -6$ „

Jeżeli wiatry, które nam wypada rozłożyć na składowe x i y nie są podane jako wektory, lecz są oznaczo-

ne co do kierunku w dekagradach i co do prędkości w metrach na sekundę, to w takich wypadkach używamy specjalnie obliczonej tablicy, dającej dla każdej prędkości i kierunku odpowiednie składowe x i y w metrach na sekundę.

Jeżeli teraz przypuścimy, że np. na balon działały wiatry $V_1 - V_4$ i że każdy z nich wiał przez jednakowy przeciąg czasu np. $t = 10$ sekund i postawimy sobie pytanie jaki będzie tego skutek i czy moglibyśmy wszystkie wiatry zamienić jednym, o pewnej prędkości i pewnym kierunku, któryby wywarł ten sam skutek w tymże samym czasie, t. j. w ciągu 10 sekund, to na zasadzie rysunku 32, możemy przedewszystkiem odpowiedzieć, że ponieważ każda para składowych x i y zamienia w zupełności odpowiedni wiatr, to sumując wszystkie składowe x i wszystkie składowe y, uwzględniając naturalnie odpowiednie znaki, otrzymamy w wyniku dwie składowe X i Y, które mogą zamienić i wywrą ten sam skutek jak wszystkie wiatry $V_1 - V_4$ razem wzięte. Więc

$$X = x_1 + x_2 + x_3 + x_4$$
$$Y = y_1 + y_2 + y_3 + y_4.$$

Podstawiając odpowiednie wartości z tablicy VII otrzymamy:

$$X = +5 - 6 - 2 + 6 = +3 \ {}^{m}/_{s}$$
$$Y = +6 + 2 - 8 - 6 = -6 \ {}^{m}/_{s}$$

Na tej samej zasadzie jak rozkładamy wiatr na składowe x i y, możemy też składowe złożyć i otrzymać wypadkową, co uczyniliśmy na rysunku 32 z naszemi nowemi składowemi X i Y. Nowy ten wektor V przedstawia wiatr, któryby działając w przeciągu 10 sekund, wywarł na balon zupełnie taki sam wpływ: jak wszystkie wiatry $V_1 - V_4$ razem wzięte. Na rysunku 32 jest to wiatr, wiejący mniej więcej pod kątem 33.5 dekagradów, t. j.

od ESE ku WNW z prędkością 6.8 m/sek. (patrz podziałkę). Mogliśmy ten wypadkowy wiatr V otrzymać także wykreślnie, na zasadzie sumowania geometrycznego wektorów, zapomocą równoległoboku, biorąc pokolei wypadkową między $V_1 - V_2$, potem nową wypadkową między wypadkową poprzednią i wiatrem V_3 i t. d.; albo też, jak to się zwykle czyni, tworząc z wektorów jedną ciągłą linję łamaną przez przesuwanie (równolegle do siebie) wektorów tak, aby początek jednego stykał się z końcem drugiego, przyczem kolejność wektorów jest obojętna. Łączna początku łamanej z jej końcem daje nam bezpośrednio ostateczną wypadkową co do wielkości i kierunku, którą odrazu możemy rozłożyć na składowe X i Y jeżeli są one potrzebne. Wykonaliśmy to dla przykładu na rysunku 33, dla poprzednich wektorów $V_1 - V_4$ w tej samej podziałce i otrzymaliśmy wypadkowy wektor V taki sam jak na rys. 32. Zatrzymaliśmy się na tem nieco dłużej, aby ułatwić zrozumienie naszych dalszych wywodów.

Wiemy, że tor pocisku w próżni ma zawsze kształt paraboli. W spokojnej atmosferze tor ten zmienia swój kształt wskutek oporu powietrza, który nie jest stały w ciągu lotu pocisku, lecz się zmienia z szybkością jego lotu i z jego wysokością nad poziomem; o innych przyczynach nie wspominamy. Ten nowy tor, zwany także krzywą balistyczną, nie gra żadnej roli w naszych dalszych rozumowaniach, wykreślając więc tor pocisku będziemy używali dla uproszczenia paraboli.

Przypuśćmy, że na rysunku 34 tor pocisku przedstawia parabola i że przy danym strzale **„wysokość toru“**

$$h = 2000 \text{ metrów.}$$

Dzieląc h na 4 równe części możemy całą płaszczyznę wewnątrz toru rozdzielić zapomocą prostych, równole-

głych do poziomu 00, na 4 warstwy o jednakowej wysokości, równej 500 m. Każda z tych warstw przedstawia jednak równocześnie odpowiednie warstwy atmosfery, które pocisk w swym locie przecina. Z rysunku wynika, że pocisk przebywa w każdej warstwie 2 razy w ciągu swego lotu; raz przy swym wzlocie do góry, drugi raz przy padaniu. Gdyby tor przedstawiał się istotnie w kształcie paraboli, t. j. strzał był oddany w próżni, to czas, przez który pocisk znajdował się w każdej warstwie przy wzlocie, równałby się odpowiedniemu w każdej warstwie czasowi przy jego spadaniu. W rzeczywistości tak nie jest, czas t' przebywania pocisku w pewnej warstwie przy jego wzlocie różni się od czasu przebywania t'' w tej że warstwie przy spadaniu. Suma tych dwóch wielkości

$$t = t' + t''$$

da nam czas, w ciągu którego wogóle pocisk znajdował się w danej warstwie podczas swego lotu. Ten przeciąg czasu będzie naturalnie dla każdej warstwy inny.

Oznaczając w naszym rysunku warstwy od dołu do góry cyframi 1, 2, 3, 4 i odpowiedni czas przebywania pocisku w każdej warstwie przez

$$t_1,\ t_2,\ t_3,\ t_4$$

znajdziemy, że „T" t. j. czas trwania lotu pocisku będzie

$$T = t_1 + t_2 + t_3 + t_4. \qquad (24)$$

W każdej z tych warstw będzie panował naogół wiatr różny, lecz o stałym **przeciętnym** kierunku i stałej **przeciętnej** prędkości. **Średni** kierunek i prędkość tych wiatrów możemy określić zapomocą pilotażu, jak widzieliśmy wyżej. Przypuszczając żeśmy to wykonali, oznaczymy każdą z tych prędkości odpowiednio przez

$$V_1,\ V_2,\ V_3,\ V_4.$$

Gdyby wiatr zmieniał się bardzo szybko z wysokością, to nic nie stoi na przeszkodzie do określenia zapomocą pilotażu średnich kierunków i prędkości dla warstw cieńszych, np. co 100 metrów; ścisłość obliczenia tylko na tem wygra. W większości jednak wypadków wystarczą warstwy o 500 metrach wysokości z wyjątkiem może warstwy 1-ej, w której zmiana szybkości bywa największa.

Przypominamy żeśmy wyszli z założenia, że odchylenie pocisku, spowodowane przez wiatr stały co do prędkości i kierunku, jest **proporcjonalne do jego prędkości i do czasu w przeciągu którego on oddziaływał.** Na tej zasadzie możemy powiedzieć, że jeżeliby w naszym przykładzie panował we wszystkich warstwach, aż do wysokości 2000 m, wiatr o pewnym stałym kierunku i o jakiejś stałej prędkości V, to jego działanie trwałoby przez cały czas lotu pocisku t. j. w ciągu czasu

$$T = t_1 + t_2 + t_3 + t_4$$

i spowodowane odchylenie „O“ równałoby się

$$O = k \,.\, T \,.\, V \qquad (25)$$

gdzie „k“ jest współczynnikiem proporcjonalności. My mamy do czynienia jednak z wiatrami różnemi.

W warstwie pierwszej panuje wiatr, o pewnym znanym nam kierunku, mający prędkość V_1 i działający (patrz wyżej) tylko w przeciągu czasu t_1. Gdyby we wszystkich innych warstwach panowała cisza, to odchylenie wywołane przez ten wiatr byłoby odpowiednio do równania (25)

$$O_1 = k_1 \,.\, t_1 \,.\, V_1 \qquad (26)$$

Możemy jednakże zadać sobie pytanie, jakiej prędkości wiatr wywoła to samo odchylenie O_1, jeżeli będzie wiał **w tym samym kierunku** co V_1, lecz w przeciągu czasu T, t. j. w przeciągu całego lotu pocisku. Oczywiście prędkość jego musi być mniejsza od V_1, aby

spowodować to samo odchylenie, gdyż przeciąg czasu jego działania T jest o wiele większy niżeli t_1 zgodnie z równaniem (24). Oznaczając prędkość tego wiatru przez „v_1" otrzymamy zgodnie z równaniem (26)

$$O_1 = k_1 . T . v_1 \qquad (27)$$

Możemy więc napisać

$$k_1 . t_1 . V_1 = k_1 . T . v_1 \qquad (28)$$

czyli $$t_1 . V_1 = T . v_1$$

i ostatecznie otrzymujemy:

$$v_1 = V_1 . \frac{t_1}{T}$$

Rozumując tak samo, otrzymamy dla wiatru warstwy drugiej równania:

$$O_2 = k_2 . t_2 . V_2$$

$$O_2 = k_2 . T . v_2$$

Postawiliśmy w tych równaniach współczynnik proporcjonalności „k_2" gdyż kierunek tego wiatru jest różny od poprzedniego.

Z tych równań otrzymujemy:

$$v_2 = V_2 . \frac{t_2}{T}$$

Postępując tak samo w warstwach pozostałych, dochodzimy ostatecznie do wniosku, że panujące w każdej warstwie wiatry możemy zastąpić wiatrami o kierunkach wiatrów rzeczywistych, lecz wiejącemi w przeciągu **jednakowego czasu** T (czas lotu pocisku) i posiadających odpowiednio prędkości

$$v_1 = V_1 . \frac{t_1}{T}$$

$$v_2 = V_2 . \frac{t_2}{T} \qquad (29)$$

$$v_3 = V_3 \cdot \frac{t_3}{T}$$

$$v_4 = V_4 \cdot \frac{t_4}{T}.$$

Każdy z tych wiatrów wywoła takież odchylenie pocisku, jak wiatr rzeczywisty.

W powyższych równaniach z prawej strony znamy tylko wartości dla V_1, V_2 i t. d. Czas lotu pocisku T można wprawdzie dla każdego strzału obliczyć, lecz z obliczeniem t_1, t_2 i t. d. zachodzą już większe trudności. W każdym razie określenie tych wielkości jest bardzo żmudne. Jednakże praktyczne doświadczenia oraz niektóre teoretyczne zastosowania pokazały, że stosunek każdorazowy

$$\frac{t}{T}$$

daje się obliczyć bardzo prędko, niezależnie od czasu lotu pocisku, od jego szybkości wylotowej, od kalibru i rodzaju pocisku oraz niezależnie od strzału płaskiego czy stromego, a więc niezależnie od kąta podniesienia. Co ważniejsze, stosunek ten jest stały dla torów jednakowej wysokości.

Jeżeli oznaczymy liczbę porządkową warstwy przez „q", ilość zaś warstw, na którą podzieliliśmy płaszczyznę toru, przez „n", to każde t możemy oznaczyć przez symbol

$$t_q^n.$$

Otóż można dowieść (nie możemy się dłużej nad tem zatrzymywać), że każde

$$\frac{t_q^n}{T} = \frac{\sqrt{n-q+1} - \sqrt{n-q}}{\sqrt{n}} \qquad (30)$$

gdzie q i n mają wyżej wymienione znaczenie. Przypuszczamy np., że strzelano płaskiemi strzałami i że wy-

sokość toru równała się wysokości pierwszej warstwy. W tym wypadku

$$q = n = 1$$

Podstawiając liczbę 1 w powyższym wzorze, otrzymamy

$$\frac{t_1^1}{T} = \frac{\sqrt{1-1+1}-\sqrt{1-1}}{\sqrt{1}} = \frac{\sqrt{1}}{\sqrt{1}} = 1 \text{ więc}$$

$$t_1^1 = T \quad \text{i} \quad v_1 = V_1 \text{ (patrz wzór 29).}$$

Jest to samo przez się zrozumiałe, gdyż pocisk pozostawał przez cały czas swego lotu w jednej tylko warstwie.

Gdybyśmy strzelali tak, że wysokość toru równała się dwom warstwom, to

$$n = 2$$

otrzymamy więc ze wzoru (30) dla pierwszej warstwy

$$\frac{t_1^2}{T} = \frac{\sqrt{2-1+1}-\sqrt{2-1}}{\sqrt{2}} = \frac{\sqrt{2}-\sqrt{1}}{\sqrt{2}} = 1 - \frac{\sqrt{1}}{\sqrt{2}}$$

dla drugiej warstwy

$$\frac{t_2^2}{T} = \frac{\sqrt{2-2+1}-\sqrt{2-2}}{\sqrt{2}} = \frac{\sqrt{1}}{\sqrt{2}}$$

Jeżeli wysokość toru będzie 2000 metrów, jak w naszym przykładzie, a podzielimy ją na 4 warstwy, to $n = 4$ i odpowiednie stosunki $\frac{t_q^4}{T}$ będą następujące (opuszczamy przy t górny wskaźnik jako ciągle powtarzający się; wskazuje on tylko z iloma warstwami mamy do czynienia)

$$\frac{t_1}{T} = \frac{\sqrt{4-1+1}-\sqrt{4-1}}{\sqrt{4}} = \frac{\sqrt{4}-\sqrt{3}}{\sqrt{4}} = 1 - \frac{\sqrt{3}}{\sqrt{4}} = 0.134$$

$$\frac{t_2}{T} = \frac{\sqrt{4-2+1}-\sqrt{4-2}}{\sqrt{4}} = \frac{\sqrt{3}-\sqrt{2}}{\sqrt{4}} = 0.159$$

$$\frac{t_3}{T} = \frac{\sqrt{4-3+1}-\sqrt{4-3}}{\sqrt{4}} = \frac{\sqrt{2}-\sqrt{1}}{\sqrt{4}} = 0.207$$

$$\frac{t_4}{T} = \frac{\sqrt{4-4+1}-\sqrt{4-4}}{\sqrt{4}} = \frac{\sqrt{1}}{\sqrt{4}} = 0.500$$

Używając tych wartości otrzymamy zatem następujące prędkości dla wiatrów v_1, v_2 i t. d. ze wzorów (28)

$$\begin{aligned} v_1 &= 0.134\ V_1 \\ v_2 &= 0.159\ V_2 \\ v_3 &= 0.207\ V_3 \\ v_4 &= 0.500\ V_4 \end{aligned} \qquad (31)$$

Ponieważ te wiatry powinny działać każdy przez **jednakowy czas** T (patrz wyżej), t. j. w ciągu lotu pocisku, to możemy je na zasadzie wszystkiego, cośmy wyżej szczegółowo omawiali, zamienić jednym wypadkowym wiatrem, lub też jego składowemi X i Y, t. j. składowemi w kierunku N-S i O-W.

Przyjmując, że wektory na rysunku 32 i 33 przedstawiają wiatry, które panowały w rzeczywistości (określone zapomocą pilotażu), zmniejszylibyśmy na rysunku 33 długość każdego wektora w stosunku wyżej wskazanym, wykreślając ciągłą łamaną linję zapomocą nowych wektorów v_1, v_2 i t. d., zachowując przytem dla każdego poprzedni kierunek. Łączna początku i końca tej łamanej linji da nam wiatr wypadkowy czyli poszukiwany **„wiatr balistyczny“** i jego składowe X, Y. Taki wiatr, działając w stałym kierunku i ze stałą prędkością na pocisk w przeciągu jego lotu (t. j. w ciągu czasu T), wywołałby to samo odchylenie, jak wiatry rzeczywiste, które panowały w różnych warstwach. Znając ten wiatr, możemy określić kierunek i wielkość odchylenia.

Mogliśmy jednak obliczyć składowe X i Y wiatru balistycznego — zmniejszylibyśmy też długość wektorów w stosunku znalezionym, rozłożylibyśmy każdy nowy

wektor na jego składowe x i y według wspomnianej wyżej tablicy i sumując te składowe z odpowiedniemi znakami określilibyśmy składowe X i Y wiatru wypadkowego t. j. balistycznego. Do ułatwienia całego działania, przy ostatnim sposobie postępowania, posiadamy tablice, dające nam odrazu długość składowych nowych wektorów (prędkość w metrach na sekundę) dla każdego „q" i „n" t. j. dla każdej warstwy i przy różnych ilościach tych warstw, czyli dla różnych wysokości toru.

Wykres określenia wiatru balistycznego podajemy na rysunku 35.

Mierząc długość wektorów i ich kierunek na rysunkach 32 i 33 otrzymaliśmy w przybliżeniu następujące prędkości i kierunki wiatrów

$V_1 = 8.0$ m/sek. Kierunek 6 dekagradów
$V_2 = 6.3$ „ „ 18 „
$V_3 = 8.4$ „ „ 28.5 „
$V_4 = 8.6$ „ „ 35 „

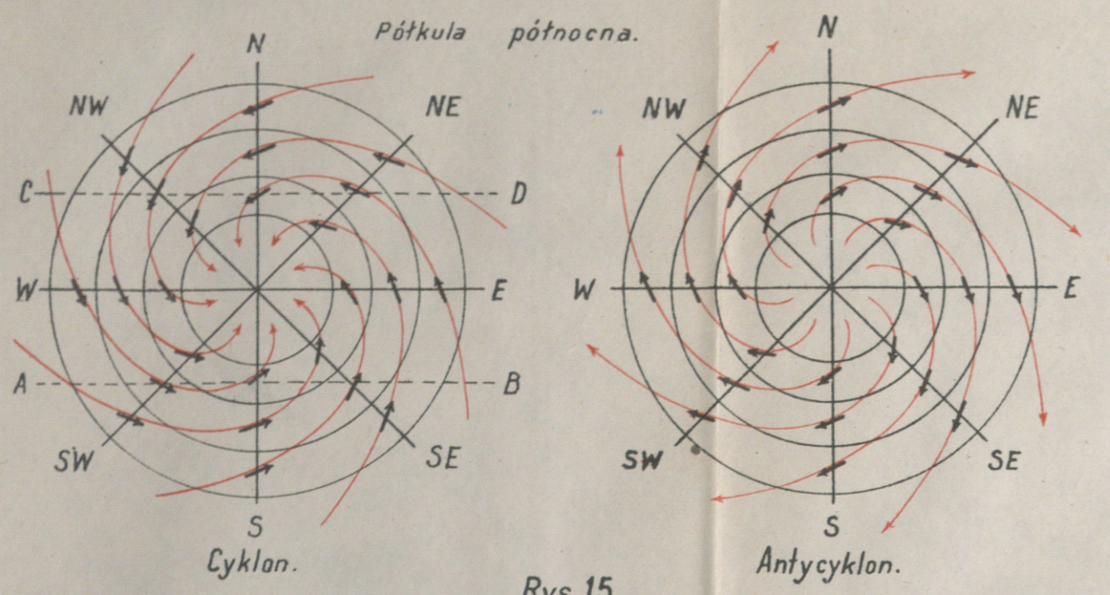
Zapomocą wzorów (31) otrzymamy

$v_1 = 1.1$ m/sek.
$v_2 = 1.0$ „
$v_3 = 1.7$ „
$v_4 = 4.3$ „

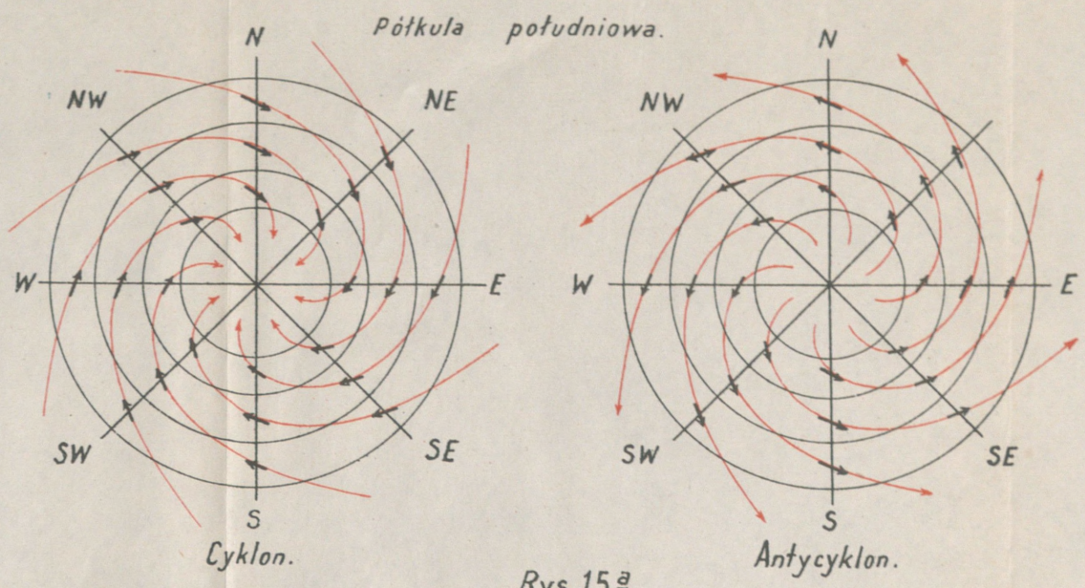
Ponieważ te prędkości są dla pierwszych trzech wektorów bardzo nieznaczne, użyliśmy na naszym wykresie podziałki podwójnej wielkości. W wyniku otrzymaliśmy wiatr balistyczny, którego prędkość wynosi (według nowej podziałki) 4,2 m/sek., a kierunek około 34 dekagradów czyli SE bliżej ku ESE. Składowa NS $= 2.3$ m/sek., składowa EW $= -3.5$ m/sek.

Tęmi kilkoma przykładami musimy ograniczyć nasz krótki zarys obserwacyj aerologicznych i ich zastosowania, niemniej jednak świadczą one wymownie o wielkiem znaczeniu aerologji w zastosowaniu do praktyki wojskowej.

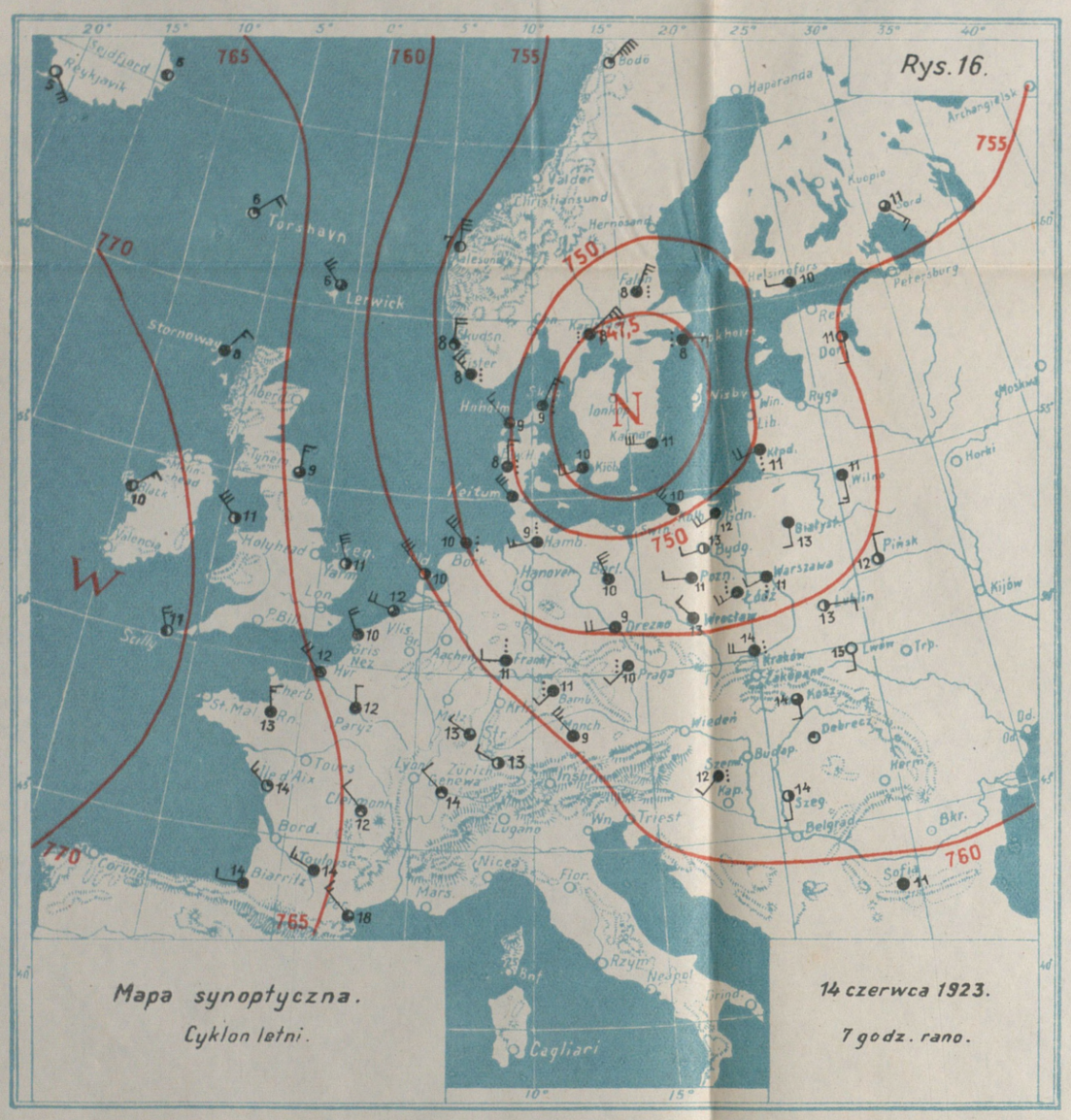
Biblioteka im. K. Osierzyńskiego



Rys. 15.



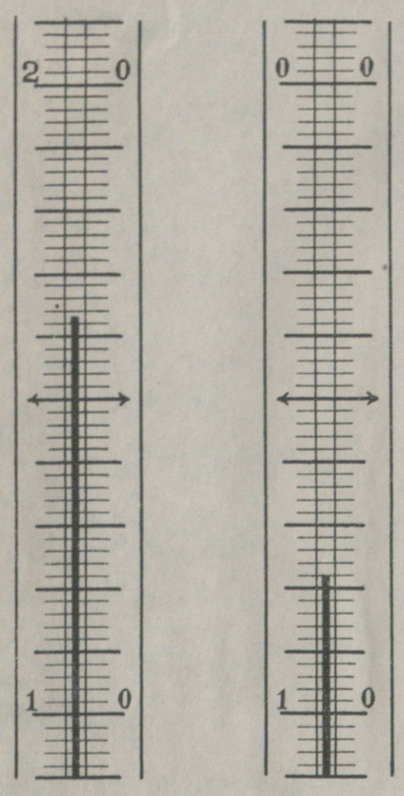
Rys. 15a.



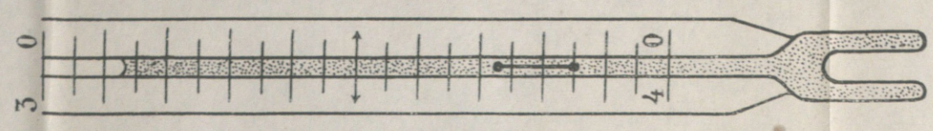




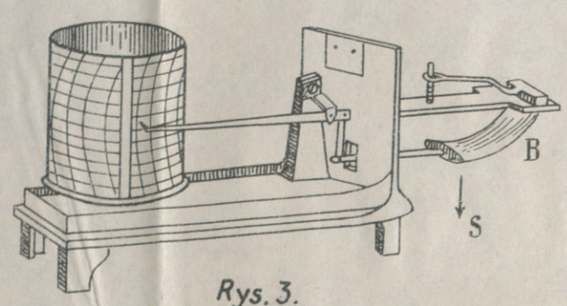




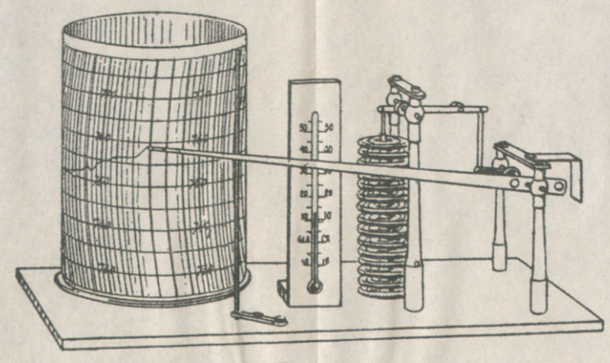
Rys.1.



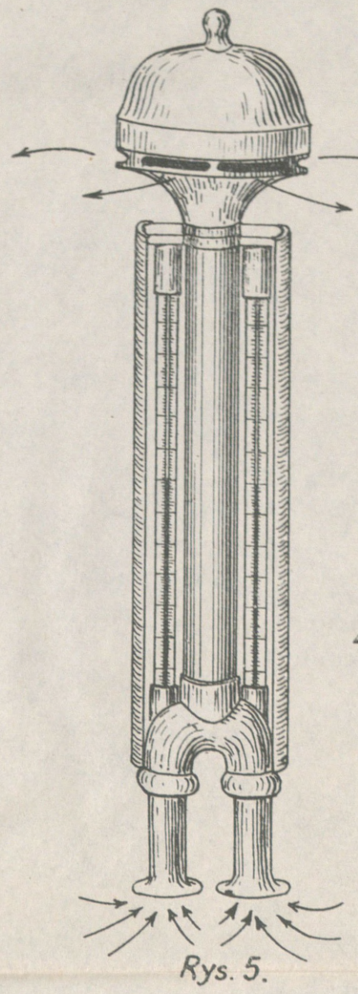
-37°,2
Rys. 2.



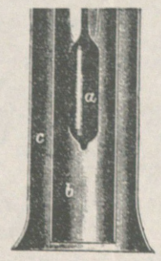
Rys. 3.



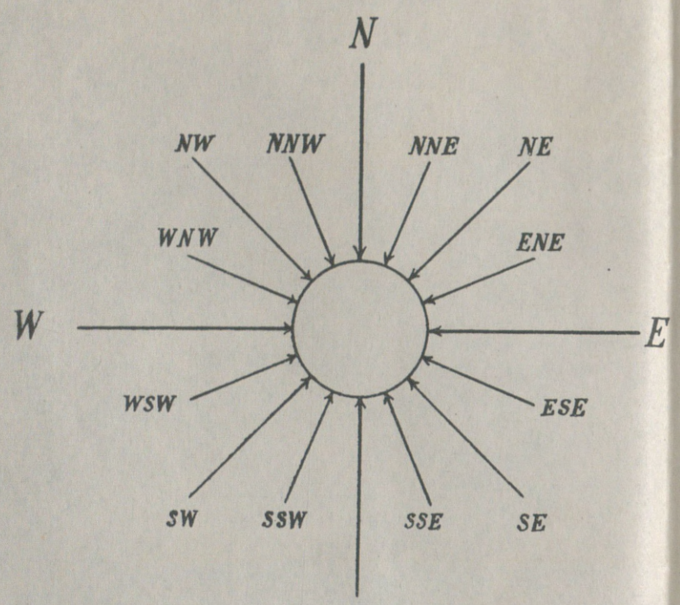
Rys. 4.



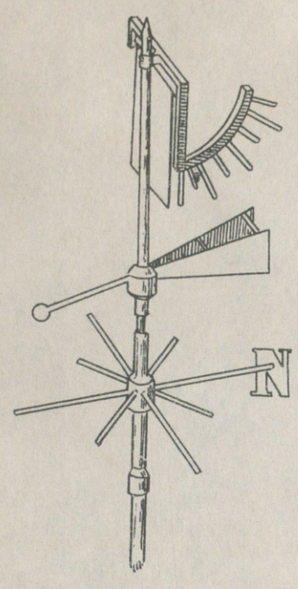
Rys. 5.



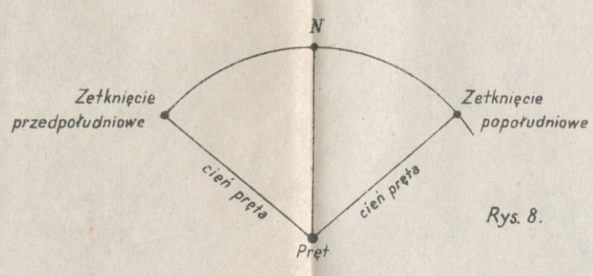
Rys. 5a.



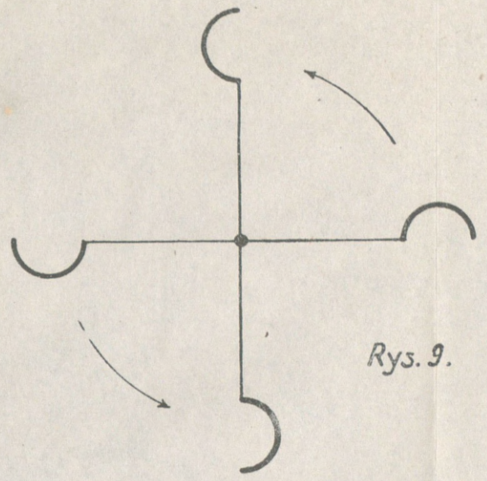
Rys. 6.



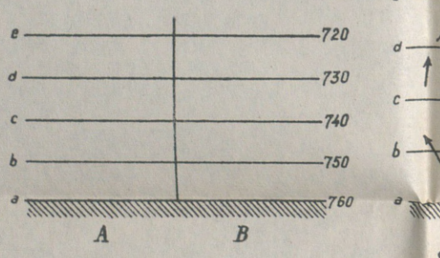
Rys.7.

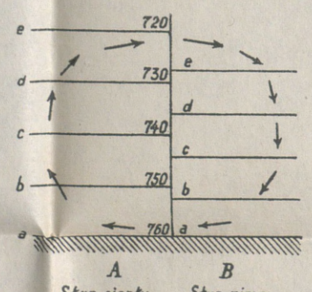


Rys. 8.

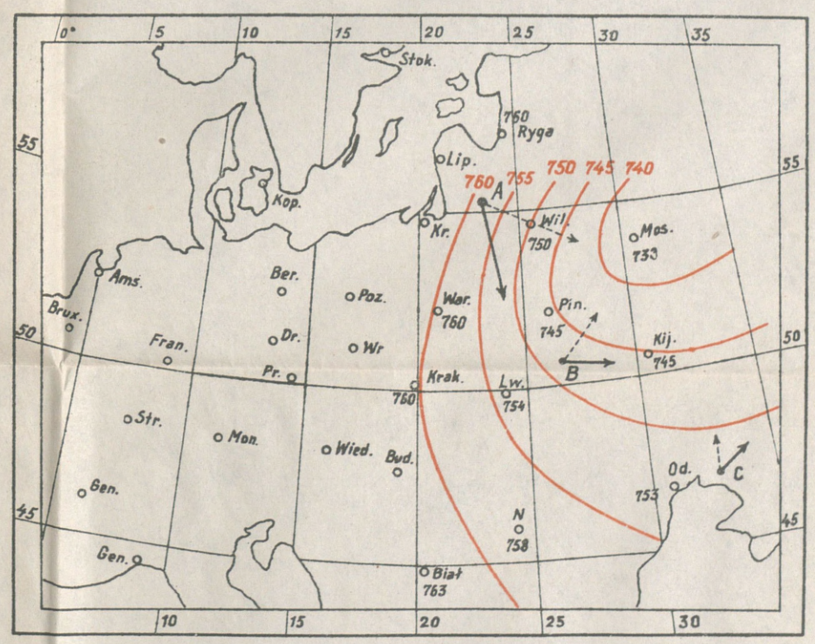


Rys. 9.

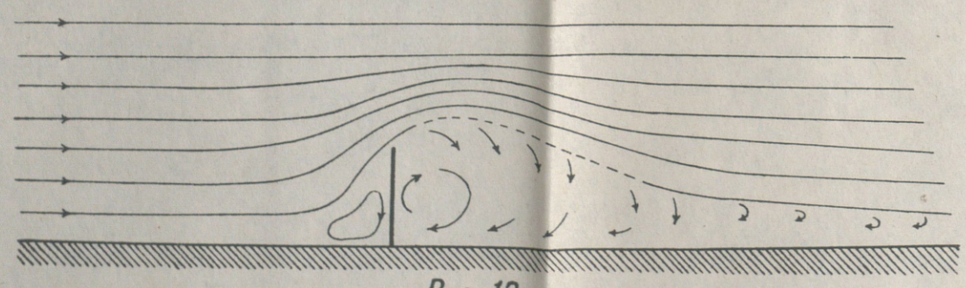




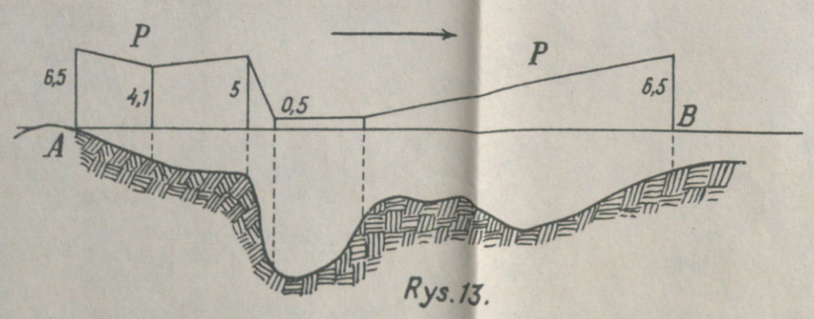
Rys. 10.



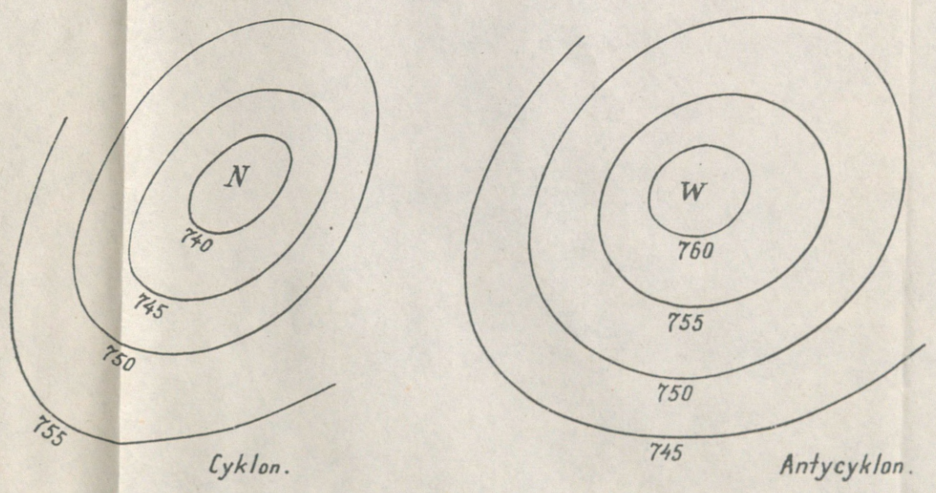
Rys. 11.



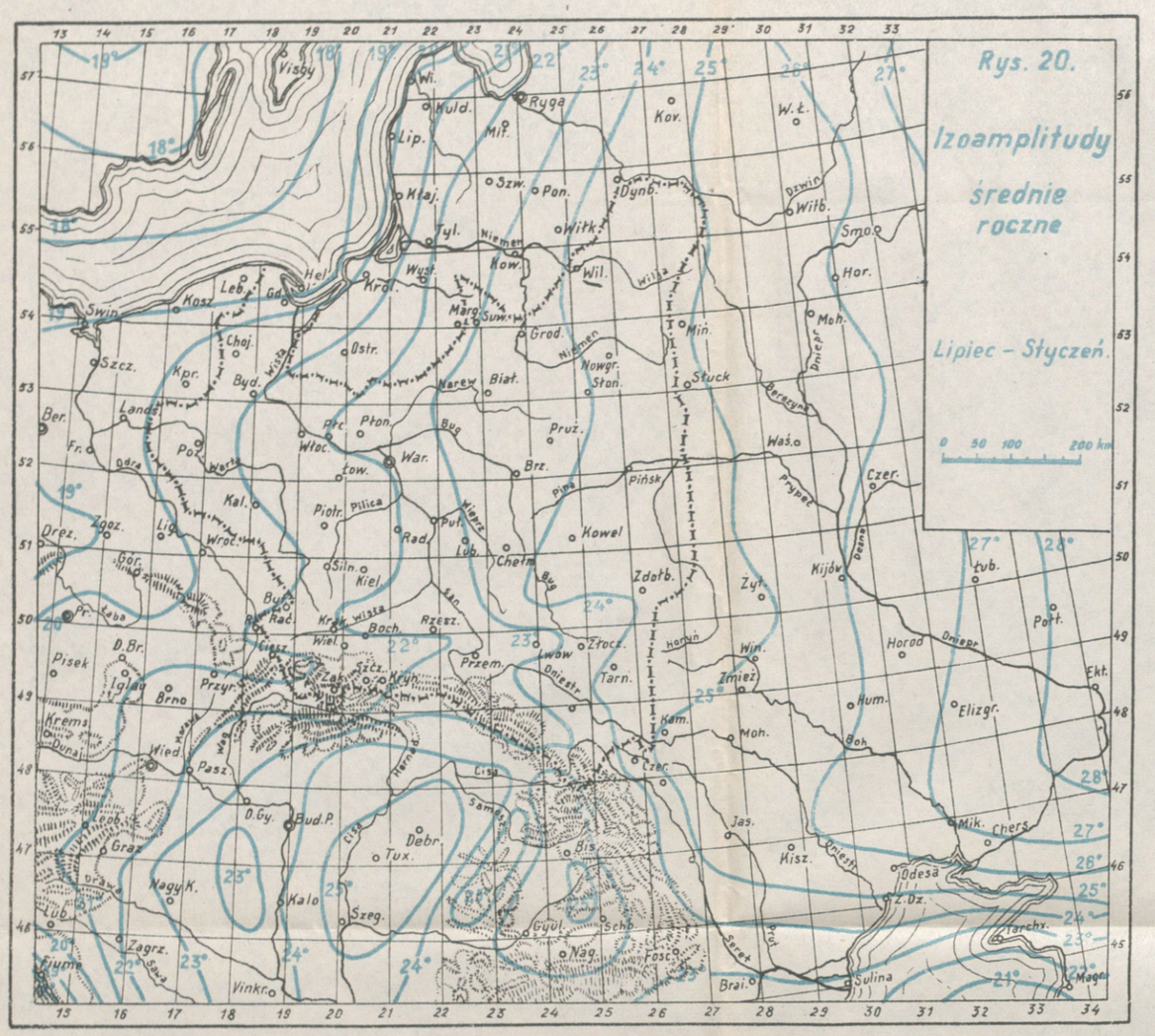
Rys. 12.

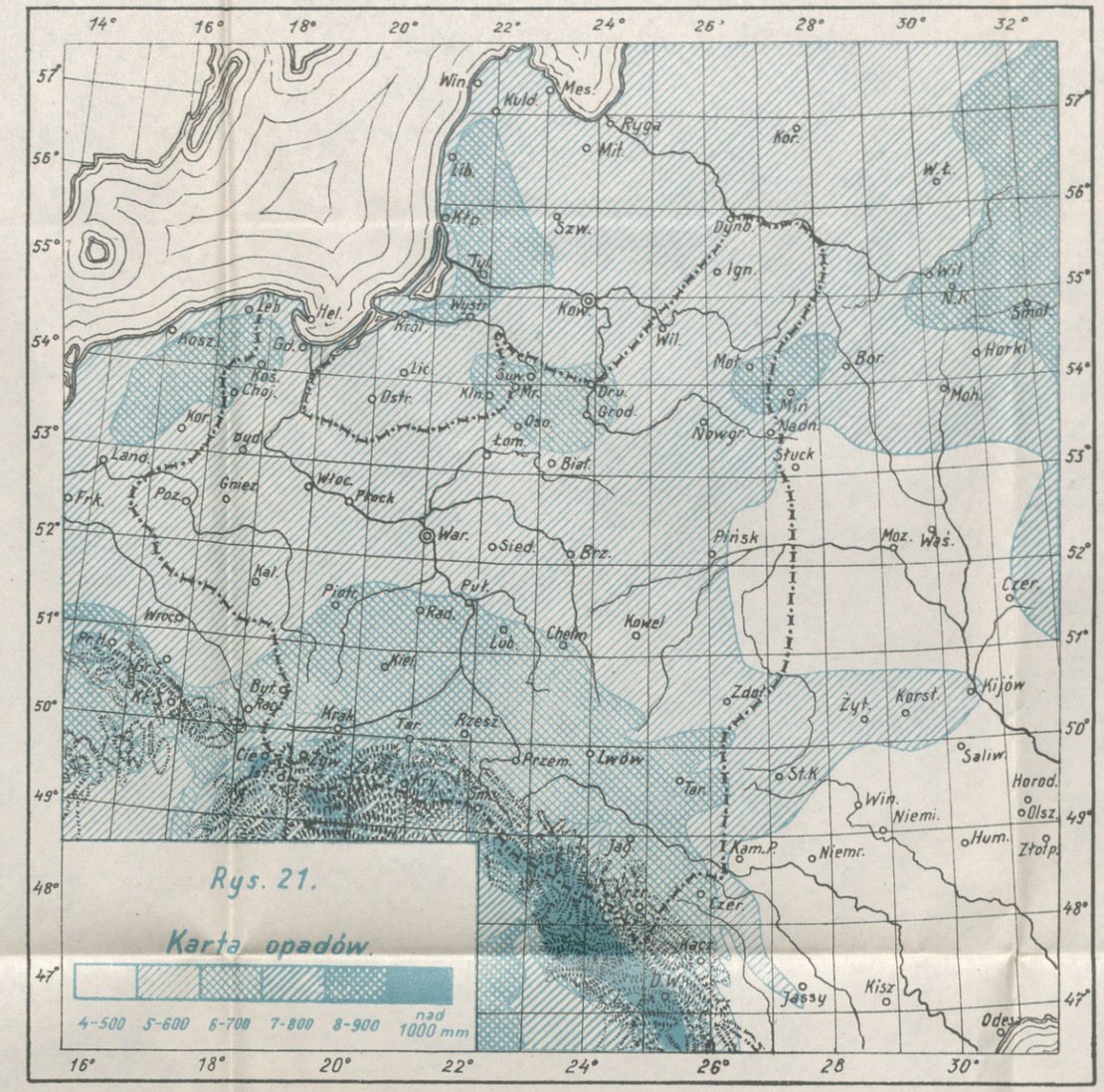


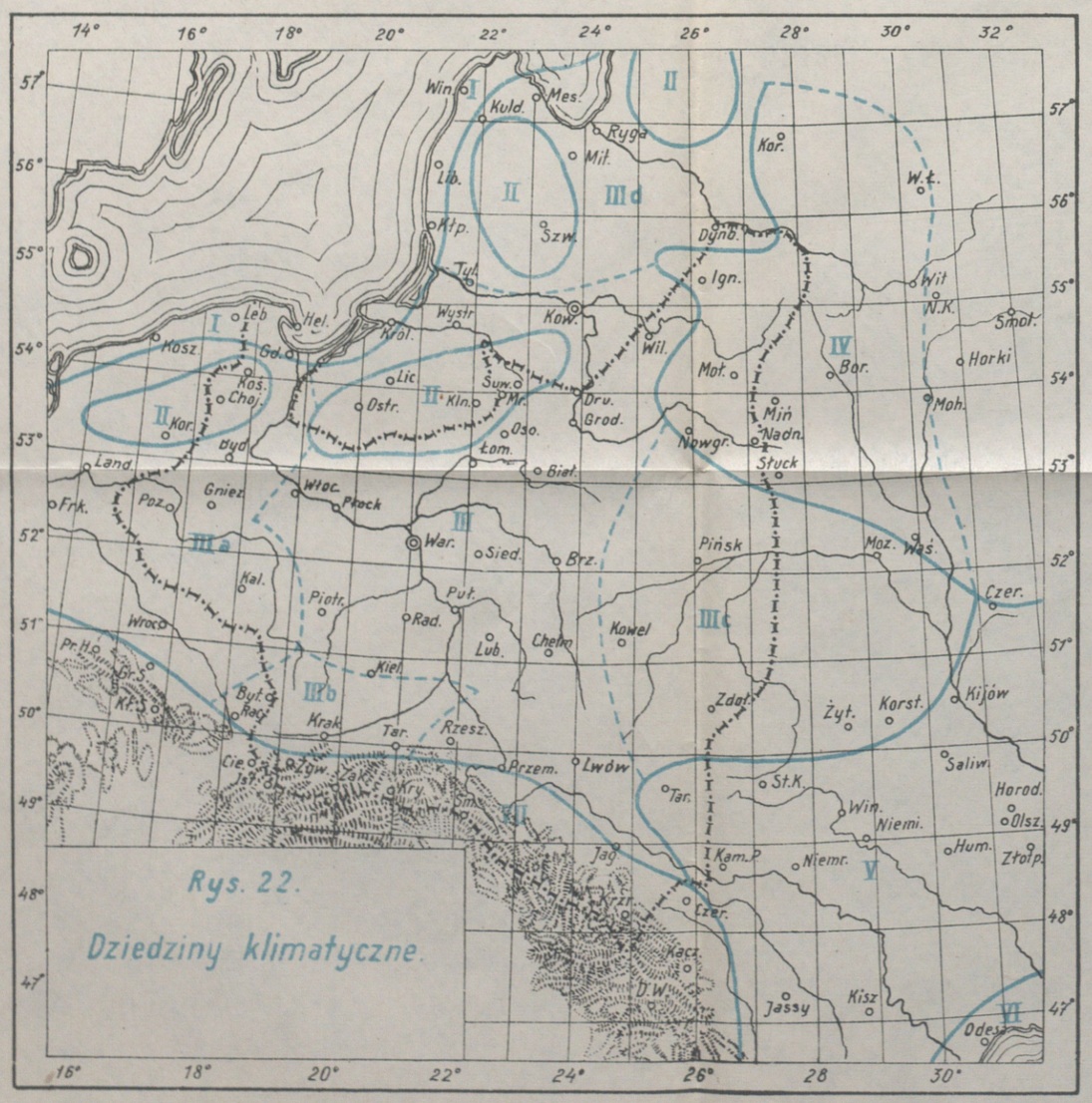
Rys. 13.

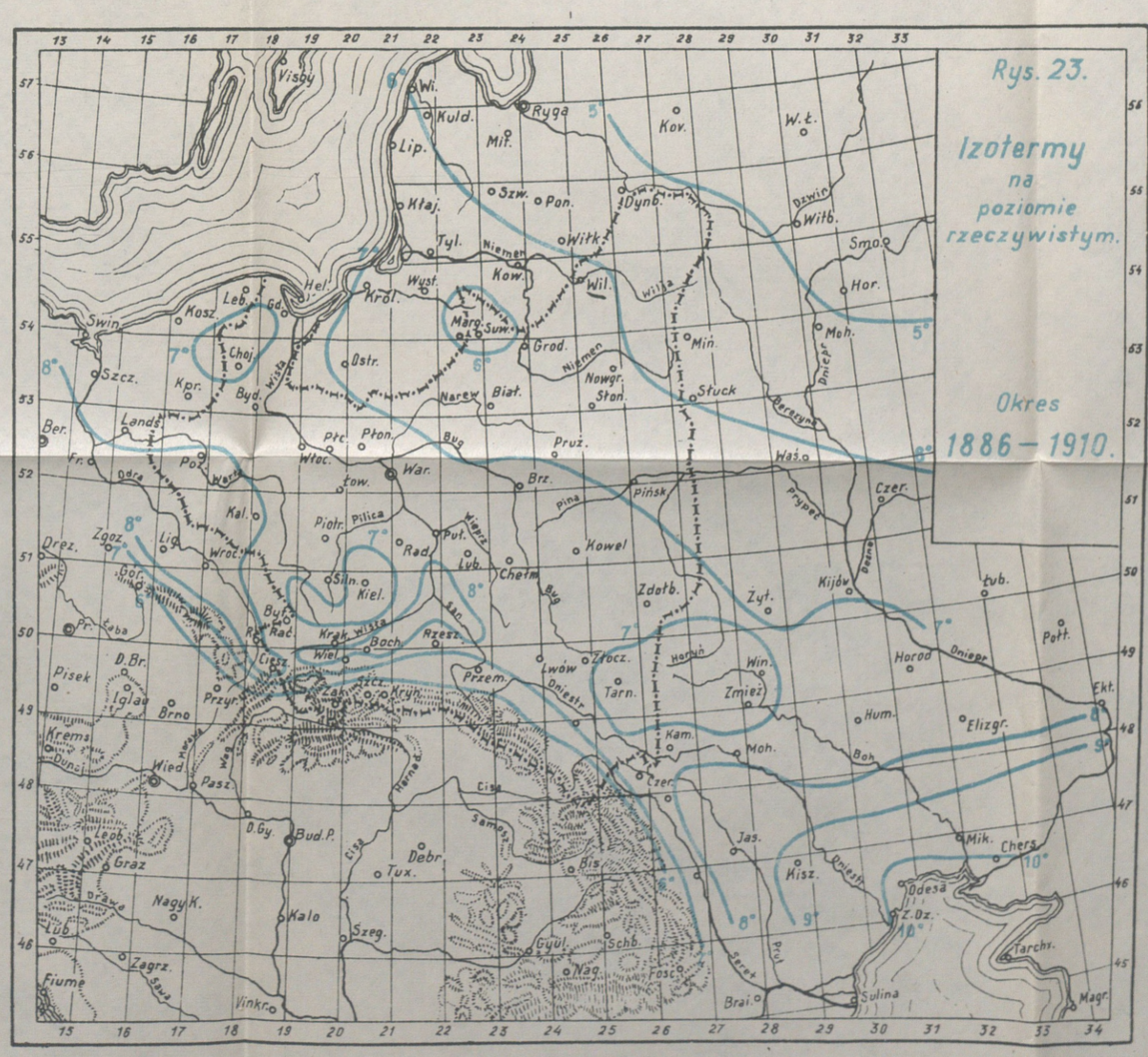


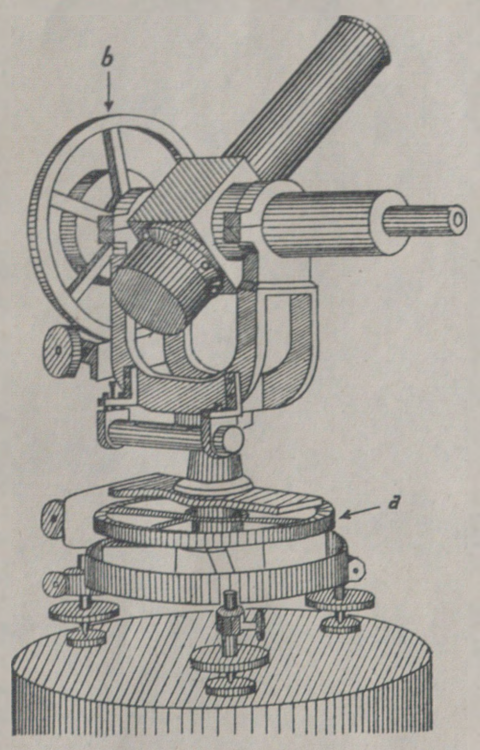
Rys. 14.


Rys. 20.
Izoamplitudy
średnie
roczne
Lipiec – Styczeń.
0 50 100 200 km

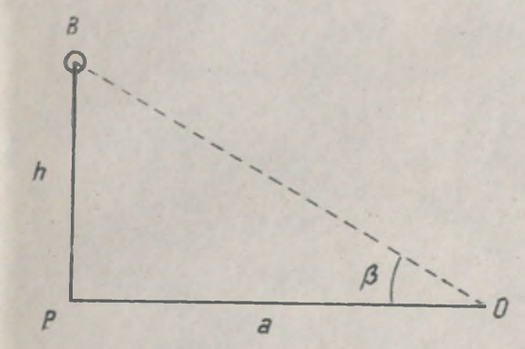

Rys. 21.
Karta opadów.
4-500 5-600 6-700 7-800 8-900 nad 1000 mm


Rys. 22.
Dziedziny klimatyczne.

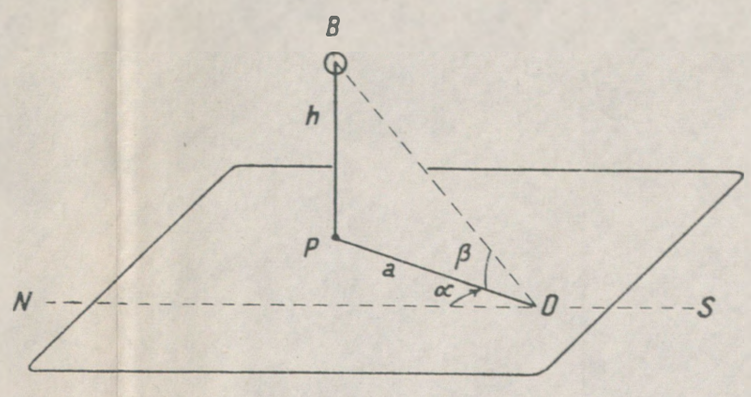

Rys. 23.
Izotermy
na
poziomie
rzeczywistym.
Okres
1886 – 1910.



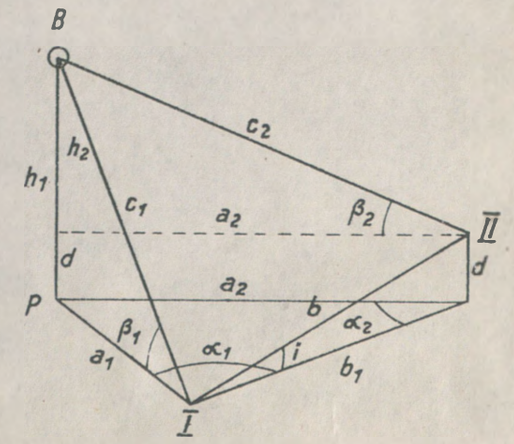
Rys. 24.



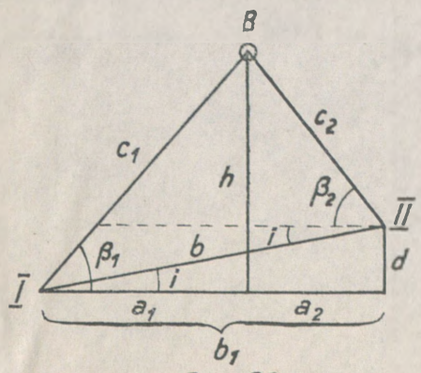
Rys. 25.



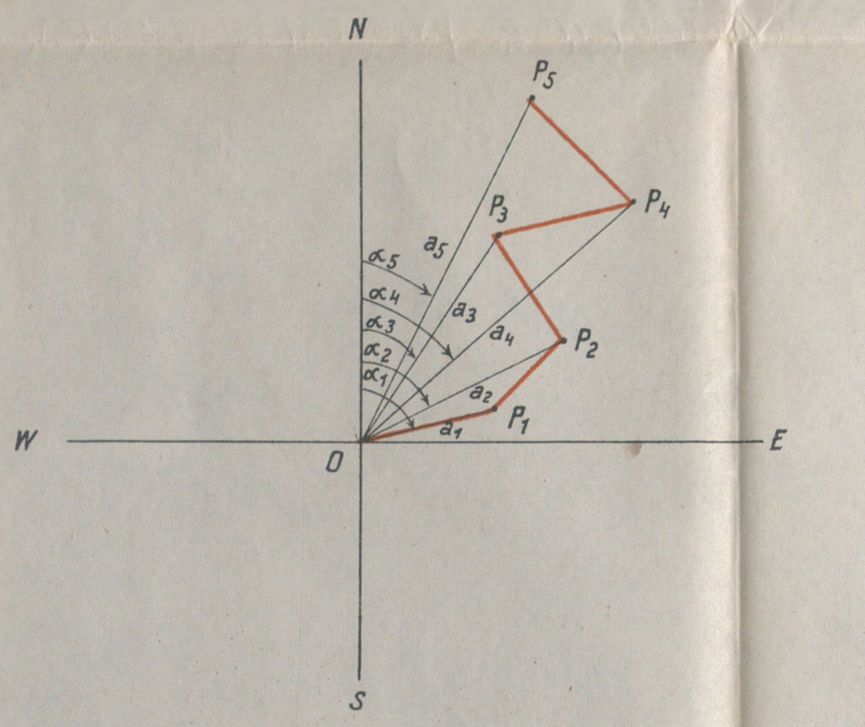
Rys. 26.



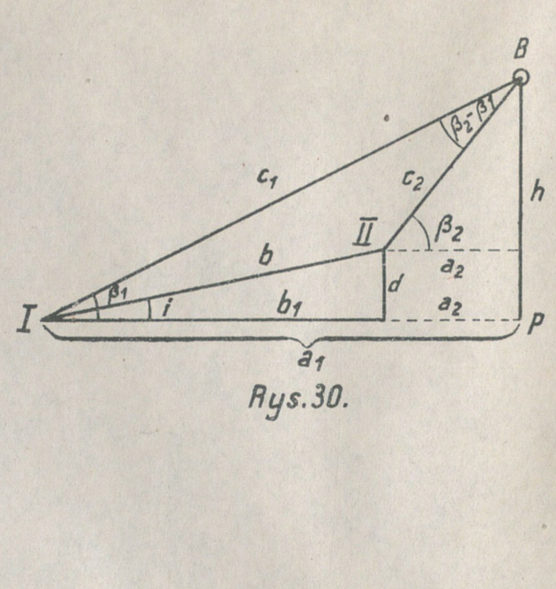
Rys. 28.



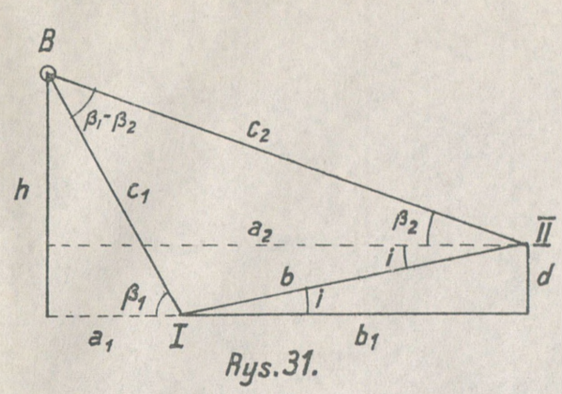
Rys. 29.



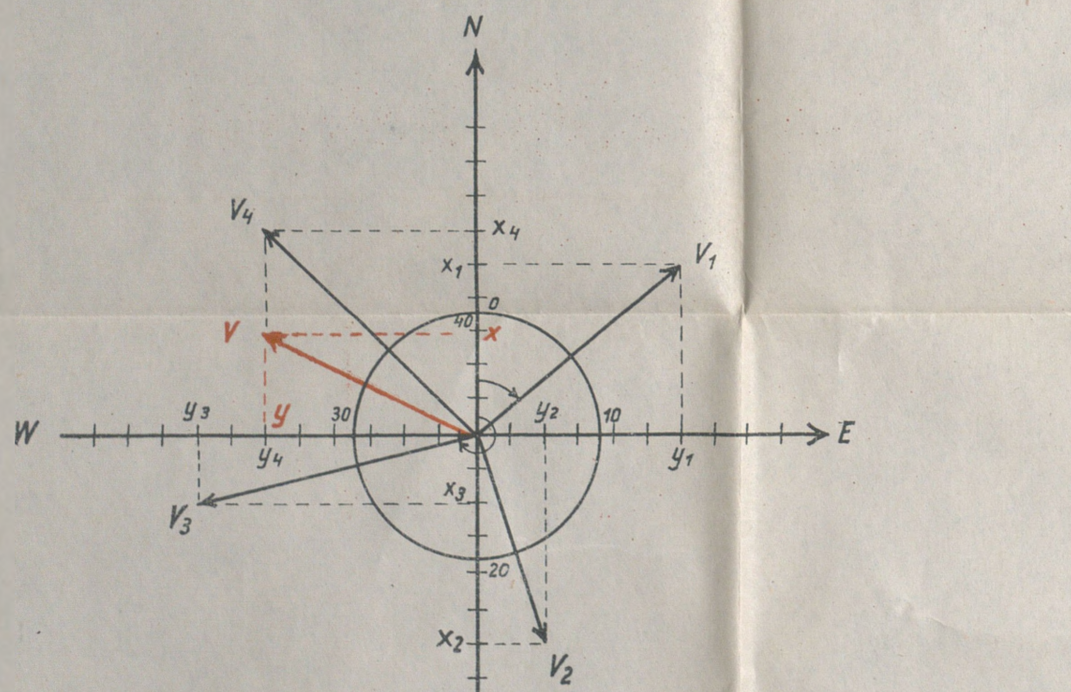
Rys. 27.



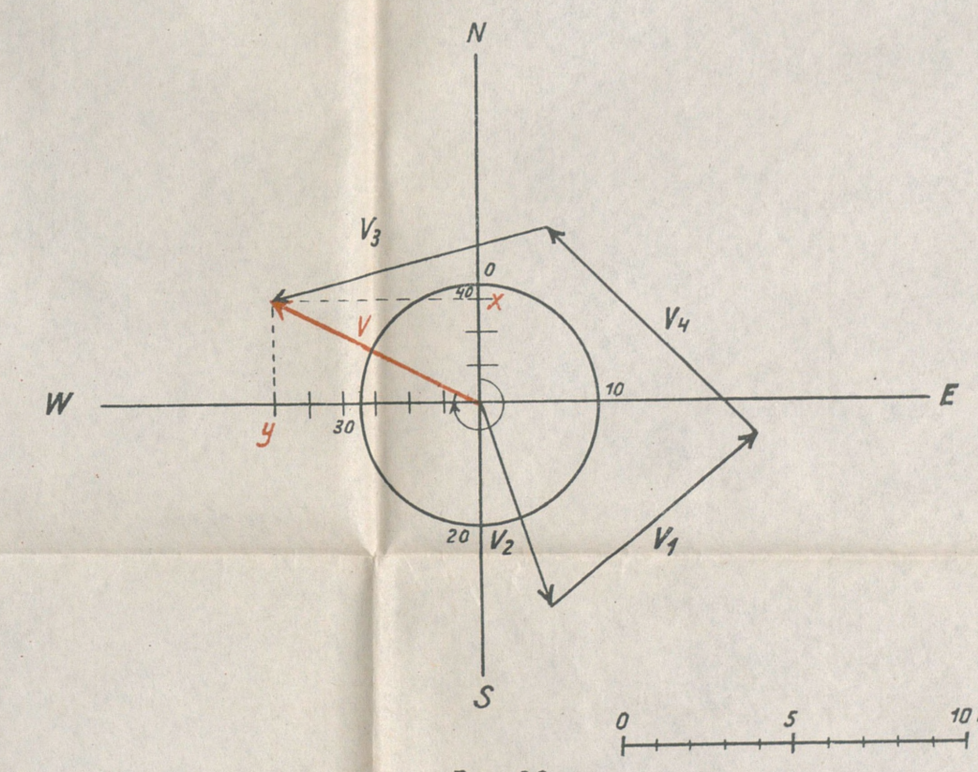
Rys. 30.



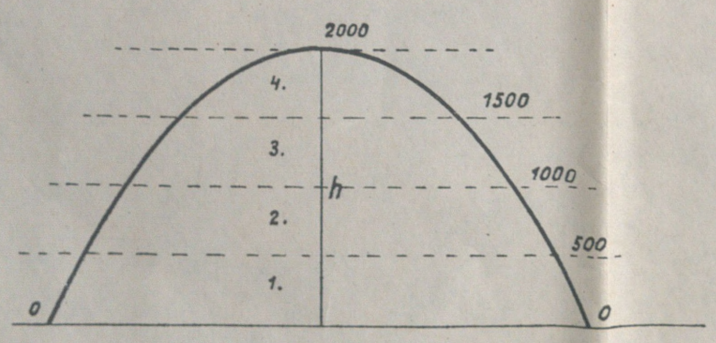
Rys. 31.



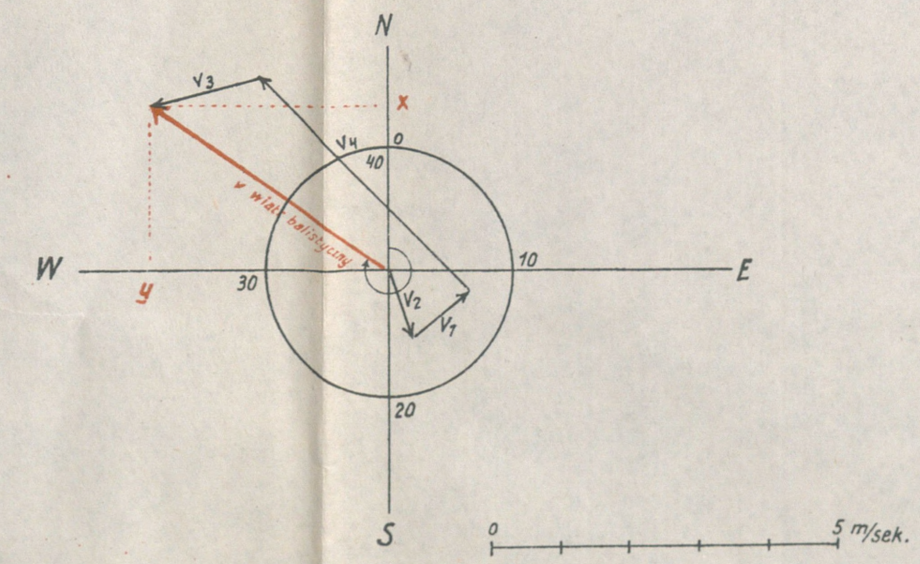
Rys. 32.



Rys. 33.



Rys. 34.



Rys. 35.

BIBLIOTEKA NAUKOWA
WAP
13523/
II

