



Grey Scale #13



DANES-PICTA.COM

A 1 2 3 4 5 6 M 8 9 10 11 12 13 14 15 B 17 18 19

AKADEMIA SZTABU GENERALNEGO
im. generała broni K. Świerczewskiego

ODDZIAŁ WOJSK RAKIETOWYCH I ARTYLERII
KATEDRA STRZELANIA WOJSK RAKIETOWYCH I ARTYLERII

~~XXXXXXXXXX~~ **JAWNE**
~~XXXXXXXXXX~~

Egz. Nr 001

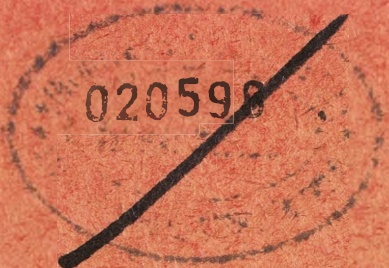
mjr dypl. Marian ANWEILER

OGÓLNE WIADOMOŚCI Z METEOROLOGII
I METEOROLOGICZNE PRZYGOTOWANIE STRZELANIA
WOJSK RAKIETOWYCH I ARTYLERII

(Skrypt)



40462



BIBLIOTEKA NAUKOWA I ST. WP
redakcja: Katedra Zbiorów Specjalnych

40462

WARSZAWA

GRUDZIEŃ

1964



AKADEMIA SZTABU GENERALNEGO
im. generała broni K. Świerczewskiego

ODDZIAŁ WOJSK RAKIETOWYCH I ARTYLERII
KATEDRA STRZELANIA WOJSK RAKIETOWYCH I ARTYLERII

~~SECRET~~ **JAWNE**
~~JAWNE~~ ~~SECRET~~ ~~ZAKAZANA~~

Egz. Nr 001

mjr dypl. Marian ANWEILER

OGÓLNE WIADOMOŚCI Z METEOROLOGII
I METEOROLOGICZNE PRZYGOTOWANIE STRZELANIA
WOJSK RAKIETOWYCH I ARTYLERII

(Skrypt)



40462



BIBLIOTEKA NAUKOWA I SZKOLNA
Wojska Polskiego Zbiórów Specjalnych

40462

WARSZAWA

GRUDZIEŃ

1964

AKADEMIA SZTABU GENERALNEGO
im. generała broni K. Świerczewskiego

ODDZIAŁ WOJSK RAKIETOWYCH I ARTYLERII
KATEDRA STRZELANIA WOJSK RAKIETOWYCH I ARTYLERII

PODSTAWA
Ustawa z dnia 22 stycznia 1969 roku
art. 86 ust. 2
(Dz.U. Nr 11 poz. 95)
podpis

~~TOP SECRET~~ **JAWNE**
~~TOP SECRET~~

„ZATWIERDZAM“

SZEF KATEDRY STRZELANIA
WOJSK RAKIETOWYCH I ARTYLERII
płk dypl. mgr inż. Jerzy ARTYCHOWICZ

Egz. Nr. 001

Ameli. Nr 12657

U

mjr dypl. Marian ANWEILER

OGÓLNE WIADOMOŚCI Z METEOROLOGII
I METEOROLOGICZNE PRZYGOTOWANIE STRZELANIA
WOJSK RAKIETOWYCH I ARTYLERII

(Skrypt)



BIBLIOTEKA NAUCZONA
reżym: Szlak Bibliotek Szkielet

40462

	Str.
I. ARTYLERYJSKA SŁUŻBA METEOROLOGICZNA	4
1. Przedmiot i zadania meteorologii wojskowej.	4
2. Zasady hydrologiczno-meteorologicznego zabezpieczenia wojsko.	6
3. Organizacja i zadania artyleryjskiej służby meteorologicz- nej	9
a/ organizacja artyleryjskiej służby meteorologicznej	9
b/ zadania artyleryjskiej służby meteorologicznej	9
4. Meteorologiczne zabezpieczenie działań bojowych wojsk ra- kietowych i artylerii armii	10
a/ meteorologiczne przygotowanie strzelania rakiet taktycz- nych i artylerii	13
b/ meteorologiczne zabezpieczenie pracy bojowej pododdzia- łów artyleryjskiego rozpoznania dźwiękowego.	14
c/ meteorologiczne przygotowanie strzelania rakiet operacyj- no-taktycznych	16
5. Wyposażenie i ugrupowanie bojowe Ruchomej Artyleryjskiej Stacji Radiometeorologicznej.	18
II. OGOLNE WIADOMOSCI O ATMOSFERZE I ZASADNICZE ELEMEN- TY METEOROLOGICZNE	25
6. Budowa atmosfery.	25
7. Skład i zasadnicze właściwości atmosfery.	29
8. Elementy meteorologiczne mające wpływ na strzelanie	33
9. Temperatura powietrza	34
10. Ciśnienie atmosferyczne	41
11. Wilgotność powietrza.	51
12. Gęstość powietrza	54
13. Prędkość dźwięku w atmosferze	61
14. Wiatr	65
15. Tabela /normalna/ artyleryjska atmosfera.	69
III. POLOWE SPOSOBY DOKONYWANIA POMIAROW I OBLICZEN ME- TEOROLOGICZNYCH DLA POTRZEB WRI Art.	75
16. Przyziemne pomiary meteorologiczne.	75
17. Zespołowe sondowanie atmosfery i wstępne opracowanie wyni- ków sondowania.	78

	str.
18. Średnia odchyłka temperatury powietrza	89
19. Średnia względna odchyłka gęstości powietrza	93
20. Komunikat meteorologiczny "Meteośredni".	98
 IV. OBLICZANIE DANYCH METEOROLOGICZNYCH POTRZEBNYCH DO STRZELANIA ARTYLERII NAZIEMNEJ.	
21. Obliczanie odchyłki przyziemnego ciśnienia atmosferycznego	102
22. Obliczanie odchyłki przyziemnej wirtualnej temperatury po- wietrza.	103
23. Obliczanie balistycznej odchyłki temperatury powietrza . .	104
24. Obliczanie wiatru balistycznego.	117
 V. OBLICZANIE DANYCH METEOROLOGICZNYCH POTRZEBNYCH DO STRZELANIA RAKIET TAKTYCZNYCH /3R9 i 3R-10/.	
25. Obliczanie odchyłki przyziemnego ciśnienia atmosferycznego	125
26. Obliczanie balistycznej odchyłki temperatury powietrza . .	126
27. Obliczanie wiatru balistycznego dla biernego odcinka toru.	129
28. Określanie wiatru balistycznego dla aktywnego odcinka toru	133
 VI. OBLICZANIE DANYCH METEOROLOGICZNYCH POTRZEBNYCH DO STRZELANIA RAKIET OPERACYJNO-TAKTYCZNYCH /8K-11/ . .	
29. Obliczanie odchyłki przyziemnego ciśnienia atmosferycznego	138
30. Obliczanie balistycznej odchyłki temperatury powietrza . .	139
31. Obliczanie pierwszego i drugiego wiatru balistycznego. . .	141
32. Komunikat meteorologiczny- "Meteorakiety" /Meteo.33/ ...	147
 VII. WŁAŚCIWOŚCI METEOROLOGICZNEGO PRZYGOTOWANIA STRZE- LANIA RAKIETAMI OPERACYJNO-TAKTYCZNYMI 8K-14.. . .	

LITERATURA

Załączniki nr 1 do nr 3 - Arkusze do opracowania wyników son-
dowania i zestawiania komunikatów meteorologicznych.
Załącznik nr 9 - poprawki średniej odchyłki temperatury powietrza
na wpływ promieniowania słonecznego

I. ARTYLERYJSKA SŁUŻBA METEOROLOGICZNA

1. Przedmiot i zadania meteorologii wojskowej

Kula ziemską posiada trzy rodzaje powłok: stałą, ciekłą i gazową.

Powłoka stała /litosfera/ jest przedmiotem badań geologii. Powłoka ciekła /hydrosfera/ stanowi przedmiot badań hydrologii. Powłoka gazowa /atmosfera/ jest przedmiotem badań nauki noszącej ogólne miano **m e t e o r o l o g i a**.

Procesy i zjawiska zachodzące w atmosferze są niezmiernie różnorodne, niestałe i ściśle wzajemnie uzależnione. Rozwój tych procesów i zjawisk wiąże się^w bardzo ścisły sposób z powierzchnią Ziemi, stanowiącą jak gdyby dno atmosfery ziemskiej. Wystarczy zaznaczyć, że powierzchnia ziemską pochłania zasadniczą część energii promienistej wysyłanej przez Słońce w kierunku Ziemi, a następnie przetwarza tę energię na energię cieplną i przekazuje atmosferze. Poza tym Ziemia jest źródłem pary wodnej, mającej bardzo duży wpływ na rozwój procesów atmosferycznych. Biorąc pod uwagę również i to, że intensywność promieniowania słonecznego w określonym punkcie na Ziemi zależy od położenia geograficznego danego punktu, od pory doby i roku, od charakteru gruntu i rodzaju pokrycia terenu roślinnością, widzimy jak szeroki i ścisły związek istnieje pomiędzy Ziemią, wodą i powietrzem.

W wyniku tego ścisłego związku i wzajemnego oddziaływania tych trzech rodzajów powłoki ziemskiej powstają określone warunki hydrologiczno-meteorologiczne, warunki w których żyje i działa człowiek, cała przyroda i to co stworzył człowiek.

Zadaniem meteorologii jako nauki jest wszechstronne zbadanie atmosfery ziemskiej, jej budowy, właściwości i zachodzących w niej procesów i zjawisk fizycznych.

Meteorologia wojskowa jest natomiast nauką o węższym zakresie zainteresowań. Zajmuje się ona przede wszystkim zagadnieniami uwzględniania wpływu warunków meteorologicznych na technikę wojskową i na bojowe działanie wojsk oraz zagadnieniami zabezpieczenia meteorologicznego sił zbrojnych.

Meteorologia wojskowa dzieli się na kilka działów: meteorologię lotniczą, meteorologię artyleryjską, meteorologię chemiczną oraz klimatografię^{x/}.

Meteorologia lotnicza zajmuje się badaniem elementów meteorologicznych oraz zjawisk pogody pod kątem ich wpływu na stosowanie różnych typów rakiet uskrzydłych i samolotów. Zadaniem jej jest również opracowywanie sposobów meteorologicznego zabezpieczenia tej techniki.

Meteorologia artyleryjska zajmuje się zagadnieniami wpływu warunków atmosferycznych na lot rakiet balistycznych i pocisków artyleryjskich oraz uwzględnieniem tego wpływu podczas przygotowania nastaw do strzelania. Zadaniem jej jest też opracowywanie metod i sposobów meteorologicznego zabezpieczenia strzelań.

Meteorologia chemiczna bada wpływ warunków meteorologicznych na stosowanie i skuteczność broni jądrowej i chemicznej oraz zagadnienia meteorologicznej osłony wojsk przed bronią masowego rażenia.

Klimatografia zajmuje się opracowywaniem opisów klimatycznych oraz przeglądów geograficzno-fizycznych dla różnych rodzajów wojsk.

Błędem byłoby sądzić, że na tym kończą się zadania meteorologii wojskowej. Działalność człowieka, a więc i wojska, odbywa się w określonych warunkach klimatyczno-atmosferycznych, wpływ tych warunków na współczesną armię jest bardzo duży i wszechstronny, i dlatego też zadania meteorologii wojskowej są szerokie.

W chwili obecnej warunki hydrologiczno-meteorologiczne stanowią jeden z poważnych elementów ogólnej sytuacji bojowej i nie można ich nie brać pod uwagę przy podejmowaniu decyzji wojskowych. Z tego też względu zadania meteorologii wojskowej zaczynają wykraczać poza ramy jedynie badania i uwzględniania wpływu warunków meteorologicznych na działanie wojsk. Dowódcy planujący operacje i działania chcą wiedzieć w jakich warunkach meteorologicznych będą przebiegać działania bojowe, jak w związku z tym należy te działania planować i przygotować. Krótko mówiąc - potrzebne są prognozy pogody, potrzebne są uprzedzenia na czas o zbliżających się niebezpiecznych zjawiskach pogody /burze, huragany, ulewy, zamiecie śnieżne, gwałtowne zmiany temperatury itp./.

x/ Taki podział meteorologii wojskowej i zadania poszczególnych jej działów przyjmuje podręcznik "Meteorologia wojskowa" /Sygn.Art. 238/63/.

Poza tym meteorologia wojskowa, choć dokładnie badać i uwzględniać wpływ warunków atmosferycznych na technikę i uzbrojenie musi ściśle współpracować z innymi gałęziami nauki, musi poznać i wykorzystywać ich osiągnięcia, a niekiedy wręcz tworzyć most pomiędzy meteorologią a inną nauką /meteorologia-aerodynamika; meteorologia-balistyka zewnętrzna; meteorologia-fizyka; meteorologia-mechanika itp./.

2. Zasady hydrologiczno-meteorologicznego zabezpieczenia wojsk

Zagadnienie hydrologiczno-meteorologicznego zabezpieczenia wojsk nie jest zagadnieniem nowym, zmienia się jedynie ciągle jego treść, zakres i ważkość. Współczesne armie powołały specjalną hydrologiczno-meteorologiczną służbę wojskową, której zadaniem jest:

- zabezpieczanie dowódców ogólnowojskowych i sztabów w dane hydrologiczno-meteorologiczne niezbędne do strategicznego i operacyjno-taktycznego planowania;
- zabezpieczenie poszczególnych rodzajów wojsk w potrzebne im dane hydrologiczno-meteorologiczne.

Dla hydrologiczno-meteorologicznego zabezpieczenia wojsk wykorzystuje się:

- klimatyczne /hydrologiczne/ opisy teatrów działań wojennych i poszczególnych kierunków operacyjnych;
- długoterminowe i krótkoterminowe prognozy pogody;
- różne informacje o bieżącym i przewidywanym hydrologiczno-meteorologicznym reżimie /komunikaty, biuletyny, zestawienia, komunikaty szturmowe, konsultacje itp./;
- różne dane astronomiczne.

Zasadnicze informacje o hydrologiczno-meteorologicznej sytuacji na okres do jednego miesiąca naprzód otrzymuje się w postaci długoterminowych prognoz pogody, zarówno ogólnego, jak i specjalnego przeznaczenia /tygodniowe, miesięczne, sezonowe itp./.

Dla hydrologiczno-meteorologicznego zabezpieczenia poszczególnych rodzajów wojsk a także w celu udokładnienia danych meteorologicznych na najbliższy okres, zwłaszcza podczas operacyjno-taktycznego planowania, szeroko wykorzystuje się krótkoterminowe prognozy pogody /1-2 dobowe/. Oprócz tego wojska mogą otrzymać rozmaite informacje o bieżącej sytuacji hydrologiczno-meteorologicznej w rejonach rozwinięcia i rejonach działań bojowych,

oraz informacje o charakterze uprzedzającym. Te ostatnie mają na celu uprzedzenie wojsk o takich zjawiskach pogody, które mogą mieć wpływ na rozwój i wynik działań bojowych /mgła, burza, huragan, zamieć śnieżna, gołoledź, moment pęknięcia lodów itp./.

Poszczególne rodzaje wojsk posiadają ponadto swoje specjalne potrzeby; potrzeby te są zaspakajane przez ich specjalne służby meteorologiczne.

Pododdziały tych służb meteorologicznych opracowują i dostarczają specjalne komunikaty meteorologiczne o różnej treści i różnym przeznaczeniu.

Komunikaty meteorologiczne opracowywane są na podstawie informacji meteorologicznych i bezpośrednich pomiarów meteorologicznych wykonywanych w rejonach rozmieszczenia wojsk.

Dowódcy i sztaby artylerii otrzymują dane o bieżącej i przewidywanej sytuacji hydrologiczno-meteorologicznej określonego rejonu od odpowiednich organów służby hydrologiczno-meteorologicznej Frontu /armii/. Do takich danych, obok wymienionych już poprzednio, mogą należeć:

- charakterystyka gruntu i rzeźby terenu /zimną - charakterystyka i rozłożenie pokrywy śnieżnej/, dokładny opis przeszkód wodnych i przepraw w pasie działań;
- opis dróg i warunków marszu /typ drogi, charakter i stan nawierzchni, szerokość jezdni, obecność i nośność mostów, spadki i zakręty dróg, wysokość przejazdów pod mostami i wiaduk-tami itp./; warunki poruszania się nie po drogach;
- wiadomości o zjawiskach astronomicznych /wschód słońca, czas trwania dnia, czas początku ciemności, różne tablice z danymi astronomicznymi/, a także inne dane hydrologiczno-meteorologiczne.

Bardzo ważne znaczenie we współczesnych warunkach posiada meteorologiczne przygotowanie strzelania artylerii i rakiet. Na równi z elementem czasu /ogień artylerii i rakiet powinien być otwarty we właściwym czasie i niespodziewanie dla nieprzyjaciela/ w chwili obecnej szczególnie ostro występuje zagadnienie dokładności przygotowania nastaw do strzelania, tj. zagadnienie dokładności pierwszego, a dla rakiet jedyne strzału.



Dokładność nastaw do strzelania artylerii i rakiet w bardzo dużym stopniu zależy od stopnia i dokładności uwzględnienia warunków meteorologicznych. Na dokładność strzelania mają przede wszystkim wpływ takie elementy meteorologiczne jak: wiatr, temperatura powietrza i ciśnienie atmosferyczne.

Nieuwzględnienie wpływu warunków meteorologicznych na przykład w ziemi może spowodować nawet w artylerii lufowej uchYLENIA wybuchów do 1-2 km, a w artylerii specjalnej i rakietach jeszcze większe. Wynika więc z tego, że dla zapewnienia dużej dokładności strzelania należy w pełni i dokładnie uwzględniać warunki meteorologiczne we wszystkich rodzajach artylerii i rakiet.

Warunki meteorologiczne strzelania w artylerii zwykłej mogą być uwzględniane w zasadzie w dwojaki sposób: przez bezpośrednie wstrzeliwanie do celu lub celu pomocniczego oraz przez obliczanie i wprowadzanie odpowiednich poprawek do danych przed rozpoczęciem strzelania. W artylerii specjalnej i rakietach możliwym do zastosowania jest jedynie drugi sposób. W niektórych typach rakiet stosuje się jeszcze inny sposób uwzględniania wpływu warunków meteorologicznych, a mianowicie wprowadzanie odpowiednich poprawek na bieżąco w czasie lotu rakiety za pomocą odpowiednich urządzeń kierowania lotem albo naziemnych albo pokładowych.

Metoda uwzględniania warunków meteorologicznych przez bezpośrednie wstrzeliwanie do celu lub celu pomocniczego /nawiązanie ogniowe/ nie jest metodą najlepszą i nie odpowiada współczesnym warunkom działań bojowych /w większym lub mniejszym stopniu naruszona zostaje zasada zaskoczenia, skomplikowana sama organizacja, dodatkowe zużycie czasu i amunicji, a niekiedy wręcz niemożliwość przeprowadzenia wstrzeliwania lub przeniesienia ognia/.

Druga metoda uwzględniania warunków meteorologicznych przez obliczanie poprawek, czyli dokładne przygotowanie, jest metodą lepszą, ale wymaga wykonywania specjalnych pomiarów meteorologicznych /poprzez sondowanie atmosfery, opracowanie wyników tych pomiarów, zestawianie odpowiednich komunikatów meteorologicznych/, przekazywania oddziałom i pododdziałom artylerii i rakiet komunikatów meteorologicznych oraz obliczanie poprawek meteorologicznych.

Pomimo tej pozornej złożoności dokładnego przygotowania, jest to metoda prosta, a co najważniejsze - odpowiada w pełni warunkom współczesnego pola walki.

Warunki meteorologiczne mają wpływ nie tylko na strzelanie, ale również i na pracę rozpoznania artyleryjskiego oraz na całą działalność wojsk raketowych i artylerii.

Od hydrologiczno-meteorologicznych warunków zależą możliwości rozpoznania wzrokowego, dźwiękowego, radiotechnicznego i powietrznego. W pewnym stopniu od warunków hydrologiczno-meteorologicznych zależą także praca topogeodezyjnej i meteorologicznej służby, możliwości wszystkich rodzajów łączności, praca przyrządów i sprzętu artyleryjsko-raketowego, manewrowość, skrytość przegrupowań i ześrodkowań wojsk raketowych i artylerii i inne rodzaje działalności bojowej.

Należyte uwzględnianie warunków meteorologicznych zmniejsza ich niekorzystny wpływ na planowaną działalność wojsk raketowych i artylerii oraz środków zabezpieczających, a także pozwala wykorzystywać te warunki dla własnych celów /skrytość przemarszów, przegrupowań i ześrodkowań przy złej widoczności; wykorzystanie pokrywy lodowej na rzekach i bagnach w zimie; odpowiednie zastosowanie broni masowego rażenia itp./. Niekiedy niepomysłne warunki hydrologiczno-meteorologiczne mogą być wykorzystane do bezpośredniego zadania nieprzyjacielowi dużych strat.

W dalszej części skryptu rozpatrywane będą przede wszystkim zagadnienia związane z meteorologicznym przygotowaniem strzelania artylerii i raket.

3. Organizacja i zadania artyleryjskiej służby meteorologicznej

a/ Organizacja artyleryjskiej służby meteorologicznej

Artyleryjską służbę meteorologiczną tworzą specjalne pododdziały meteorologiczne /baterie, plutony i posterunki meteorologiczne/ ujęte w ogólny system meteorologicznego zabezpieczenia strzelania artylerii i raket.

Pododdziały artyleryjskiej służby meteorologicznej pod względem organizacyjnym wchodzi w skład niektórych oddziałów i pododdziałów raket i artylerii oraz w skład rozpoznania artyleryjskiego.

Aktualnie artyleryjska służba meteorologiczna Wojska Polskiego składa się z:

- baterii meteorologicznych wchodzących w skład dywizjonów rozpoznania i dowodzenia dowódcy wojsk raketowych i artylerii armii /jedna w armii/. Skład baterii 3-4 plutony meteorologiczne

stanowiące jednocześnie stacje meteorologiczne. Zadaniem tych baterii jest meteorologiczne zabezpieczenie strzelań rakiet taktycznych, artylerii naziemnej i przeciwlotniczej armii oraz meteorologiczne zabezpieczenie pododdziałów rozpoznania dźwiękowego;

- plutonów meteorologicznych wchodzących w skład dywizjonów rakiet operacyjno-taktycznych /dwa w każdym dywizjone ROT/. Zadaniem tych plutonów jest meteorologiczne zabezpieczenie strzelania dywizjonu /brygady/ ROT;
- posterunków meteorologicznych wchodzących w skład: baterii rakiet taktycznych, baterii artylerii raketowej i pododdziałów rozpoznania dźwiękowego. Zadaniem tych posterunków jest dostarczanie niezbędnych danych o warunkach meteorologicznych w granicach aktywnego odcinka toru lotu rakiety lub danych przyziemnych /artyleria raketowa i rozpoznanie dźwiękowe/.

Wszystkie plutony meteorologiczne posiadają organizację taką samą i wyposażone są w ruchomą artyleryjską stację radiometeorologiczną.

Posterunki meteorologiczne natomiast pod względem organizacji i wyposażenia różnią się.

Do artyleryjskiej służby meteorologicznej należą również i poligonowe pododdziały meteorologiczne, przeznaczone do meteorologicznego zabezpieczenia strzelań artyleryjskich na poligonach i różnych doświadczeń. Organizacja i wyposażenie tych pododdziałów mogą być różne. W chwili obecnej pododdziały te posiadają wyposażenie takie jak ruchoma artyleryjska stacja meteorologiczna /bez stacji radiolokacyjnej/.

b/ Zadania artyleryjskiej służby meteorologicznej

Podstawowym zadaniem artyleryjskiej służby meteorologicznej jest zabezpieczenie artylerii naziemnej, przeciwlotniczej i morskiej, rakiet taktycznych i operacyjno-taktycznych w dane potrzebne do przygotowania niespodziewanego i dokładnego ognia, a pododdziałów artyleryjskiego rozpoznania dźwiękowego - w dane umożliwiające dokładne określanie współrzędnych strzelających baterii nieprzyjaciela i korygowania ognia własnej artylerii.

Do zadań artyleryjskiej służby meteorologicznej nie należy sporządzanie prognoz pogody, jest to jedno z zadań wojskowej służby hydrologiczno-meteorologicznej, jednak artyleryjska służba meteorologiczna bierze udział w realizacji tego zadania.

Pomiary wykonywane przez artyleryjskie stacje meteorologiczne w postaci pionowego sondowania atmosfery są bardzo istotne przy opracowywaniu prognoz pogody, tym bardziej że sondowania przeprowadzone są często i na duże wysokości. Dlatego też artyleryjskie pododdziały meteorologiczne zobowiązane są do przekazywania wyników swych pomiarów wojskowej służbie hydrologiczno-meteorologicznej natychmiast po wykonaniu swego zasadniczego zadania. Na tym polega współpraca pomiędzy artyleryjską służbą meteorologiczną a wojskową służbą hydrologiczno-meteorologiczną i jej udział w wykonywaniu ogólnych zadań hydrologiczno-meteorologicznego zabezpieczenia wojsk. Ścisła współpraca powinna również istnieć pomiędzy artyleryjską i lotniczą służbą meteorologiczną /lotnictwo, zwłaszcza bombowe, podczas bombardowania rejonów przyfrontowych potrzebuje danych o wysokościowym rozkładzie temperatury i wiatru/.

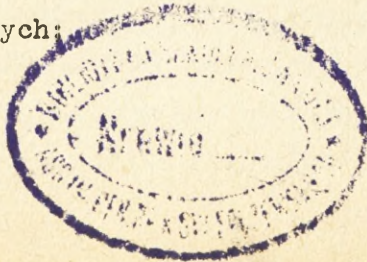
Dane meteorologiczne przekazywane artylerii w formie komunikatów meteorologicznych muszą odpowiadać czterem podstawowym warunkom: muszą być **d o k ł a d n e , p e ł n e /kompletne/, t e r m i n o w e i a k t u a l n e d l a d a n e g o o b s z a r u .**

Dokładne dlatego, że warunki meteorologiczne mają duży wpływ na lot rakiety i pocisku. Pełne, tzn. sięgać wysokości, na których przelatują rakiety i pociski. Terminowość wypływa z dużej zmienności warunków meteorologicznych w czasie. Aktualne dla danego obszaru -ponieważ w tym samym czasie w różnych rejonach, nawet nie bardzo odległych od siebie, mogą być różne warunki meteorologiczne.

4. Meteorologiczne zabezpieczenie działań bojowych wojsk raketowych i artylerii armii

Zadaniem meteorologicznego zabezpieczenia działań bojowych wojsk raketowych i artylerii jest:

- ciągle wykonywanie pełnego i dokładnego meteorologicznego przygotowania strzelania;
- systematyczne zaopatrywanie oddziałów i związków raket i artylerii w dane o rozkładzie wiatru średniego w atmosferze w celu umożliwienia dokonywania oceny skażeń promieniotwórczych i chemicznych;



- terminowe uprzedzanie oddziałów i związków rakiet i artylerii o zbliżaniu się niebezpiecznych zjawisk pogody oraz o przewidywanym reżimie hydrologiczno-meteorologicznym w rejonie działań bojowych;
- regularne dostarczanie oddziałom i związkom rakiet i artylerii prognoz pogody.

Większość tych zadań wykonywana jest przez artyleryjską służbę meteorologiczną /artyleryjskie stacje meteorologiczne/, której pracą kieruje sztab wojsk rakietowych i artylerii armii /sztab brygady, dywizjonu/.

Zadaniem sztabów jest:

1. Otrzymywanie i odpowiednie wykorzystywanie informacji hydrologiczno-meteorologicznych. Informacje te mogą być przekazywane przez sztab WRiArt. Frontu lub bezpośrednio przez służbę hydrologiczno-meteorologiczną Frontu.
2. Planowanie meteorologicznego przygotowania strzelania przez odpowiednie zaplanowanie pracy podległych stacji meteorologicznych; wyznaczenie rejonów rozwinięć stacji meteorologicznych i terminów gotowości do pracy; zaplanowanie przegrupowań w toku walki; ustalenie kolejności i reżimu pracy poszczególnych stacji meteorologicznych, a także przez ustalenie terminów, kolejności i sposobu przekazywania komunikatów meteorologicznych.
3. Organizowanie współdziałania i wymiany danych meteorologicznych pomiędzy stacjami meteorologicznymi baterii meteorologicznej i stacjami meteorologicznymi BROT oraz sąsiednich armii.
4. Terminowe przekazywanie do sztabu WRiArt. Frontu lub bezpośrednio do służby hydrologiczno-meteorologicznej Frontu komunikatów "meteośrednich" i informacji o stanie pogody i jej niebezpiecznych zjawiskach obserwowanych w rejonach rozwinięcia stacji meteorologicznych.
5. Kierowanie organizacją meteorologicznego przygotowania strzelania w podległych związkach /oddziałach/.

Informacje hydrologiczno-meteorologiczne /prognozy pogody, uprzedzenia o niebezpiecznych zjawiskach pogody itp./ powinny docierać do dowódców oddziałów rakietowych i artyleryjskich włącznie, aby mogli oni uwzględnić je w planowaniu działań podległych oddziałów oraz zapobiegać szkodliwym następstwom tych zjawisk.

a/ Meteorologiczne przygotowanie strzelania rakiet taktycznych i artylerii

Meteorologiczne przygotowanie strzelania RT i artylerii polega na okresowym dokonywaniu przyziemnych i wysokościowych pomiarów meteorologicznych, opracowywaniu tych pomiarów, obliczaniu średnich wartości i średnich odchyłek oraz przekazywaniu ich do oddziałów i pododdziałów w postaci komunikatów meteorologicznych zwanych komunikatami "M e t e o ś r e d n i m i", o umownym oznaczeniu "Meteo 11". Komunikaty "Meteośrednie" wykorzystywane są przez pododdziały rakiet taktycznych, artylerii naziemnej, artylerii przeciwlotniczej do obliczania poprawek podczas przygotowania danych do strzelania oraz przez sztaby do oceny skażeń promieniotwórczych i chemicznych.

W pododdziałach rakiet taktycznych i artylerii raketowej przed każdym strzelaniem dokonuje się przyziemnych pomiarów za pomocą etatowych posterunków meteorologicznych. Dla rakiet taktycznych określa się wiatr balistyczny w warstwie aktywnego odcinka toru, a dla artylerii raketowej - wiatr przyziemny.

Komunikaty "Meteośrednie" przekazuje się co godzinę. Co 2-3 godziny przekazuje się komunikaty zupełnie świeże, uzyskane na podstawie zakończonego przed chwilą sondowania, natomiast 1-2 komunikaty, przekazywane w przerwach pomiędzy tymi świeżymi komunikatami, zawierają jedynie aktualne dane o przyziemnych elementach meteorologicznych. Wynika to z technicznych możliwości stacji meteorologicznych - czas na przygotowanie do wypuszczenia radiosondy oraz czas trwania sondowania i opracowania wyników sondowania wynosi średnio około 2 godziny.

Termin ważności komunikatu meteorologicznego uzależniony jest od oddalenia od stacji meteorologicznej. Ustalono doświadczalnie i na podstawie obliczeń teoretycznych, że w terenie równinnym, średnio pofałdowanym, przy średniej pogodzie i cogodzinnym uaktualnianiu danych przyziemnych komunikat "Meteośredni" można wykorzystywać w przeciągu trzech godzin od czasu zakończenia zespołowego sondowania atmosfery w promieniu do 30 km od stacji meteorologicznej.

b/ Meteorologiczne zabezpieczenie pracy bojowej artyleryjskiego rozpoznania dźwiękowego.

Meteorologiczne zabezpieczenie pracy bojowej artyleryjskiego rozpoznania dźwiękowego polega na określaniu przyziemnej temperatury wirtualnej powietrza i wiatru przyziemnego w rejonie pododdziału dźwiękowego /wykonuje te pomiary etatowy posterunek meteorologiczny nie rzadziej niż co godzinę/ oraz na określaniu wysokościowego rozkładu temperatury wirtualnej i wiatru rzeczywistego do wysokości 1100 m.

Dane o wysokościowym rozkładzie tych elementów meteorologicznych dostarczają artyleryjskie stacje meteorologiczne w postaci specjalnego komunikatu meteorologicznego zwanego komunikatem "Meteo-
d z w i ę k o w y m" o umownym oznaczeniu "Meteo 22"^{x/}.

Komunikaty "meteodźwiękowe" opracowywane są tylko na specjalne zarządzenie sztabu wojsk raketowych i artylerii, na podstawie wyników normalnego zespołowego sondowania atmosfery.

x x x

Służba meteorologiczna wojsk raketowych i artylerii armii nie jest w stanie zabezpieczyć w sposób ciągły i trwały meteorologiczne przygotowanie strzelania rakiet taktycznych i artylerii oraz pracę bojową artyleryjskiego rozpoznania dźwiękowego. Dlatego też, planując wykorzystanie stacji meteorologicznych, należy brać pod uwagę konkretną i przewidywaną sytuację operacyjno-taktyczną i dążyć przede wszystkim do pełnego meteorologicznego zabezpieczenia decydujących okresów i etapów bitew i walk. Nie należy przy tym zapominać o służbie meteorologicznej związków i oddziałów rakiet operacyjno-taktycznych. Stacje meteorologiczne BROT /drot/ oprócz komunikatów "Meteoraketowych" zobowiązane są równocześnie opracowywać komunikaty "Meteośrednie" dla potrzeb sztabów. Komunikaty te mogą być wykorzystywane również przez oddziały i pododdziały rakiet taktycznych i artylerii /o ile spełnione będą warunki ważności komunikatu/.

Armijne artyleryjskie stacje meteorologiczne rozdziela się zwykle na poszczególne kierunki w pasie działania armii i pracują one samodzielnie według otrzymanego zawczasu zadania /planu/ i bieżących zarządzeń.

x/ Ostatnio, opracowano metodę wykorzystywania komunikatu "Meteośredniego dla potrzeb artyleryjskiego rozpoznania dźwiękowego".

Każda stacja meteorologiczna w armii /w tym i stacje meteorologiczne dywizjonów rakiet operacyjno-taktycznych/ otrzymuje umowny numer rozpoznawczy /najczęściej są to kolejne numery stacji/. Numer stacji meteorologicznej podawany jest w komunikacie meteorologicznym w pierwszej grupie po rodzaju komunikatu /np. "Meteo 1103"- komunikat "Meteośredni" opracowany przez stację meteorologiczną nr 3/.

W celu podwyższenia ciągłości i dokładności pracy stacji meteorologicznych organizuje się ścisłą współpracę pomiędzy poszczególnymi stacjami, polegającą na wzajemnej wymianie komunikatów i informacji meteorologicznych. Ponieważ stacje meteorologiczne nie posiadają odpowiednich własnych środków łączności, zagadnienie współpracy powinno być rozwiązane na szczeblu armii.

Zadania z zakresu meteorologicznego zabezpieczenia działań doprowadzane są do wykonawców za pomocą zarządzeń bojowych. Zarządzenia powinny zawierać następujące dane:

- sposób przekazywania przez sztab WRiArt armii informacji meteorologicznych otrzymywanych od hydrologiczno-meteorologicznej służby Frontu;
- sposób organizacji meteorologicznego przygotowania strzelania na szczeblu armii /kto i z czyich komunikatów meteorologicznych powinien korzystać/;
- rozmieszczenie stacji meteorologicznych, ich numery umowne i terminy przekazywania komunikatów;
- dane dotyczące łączności /długości fal lub częstotliwości, kryptonimy itp./;
- organizacja meteorologicznego zabezpieczenia działań w toku walki

Stawiając zadania stacjom meteorologicznym podaje się:

- wiadomości o nieprzyjacielu i oddziałach ⁿwłasnych;
- plan pracy stacji meteorologicznej;
- rejon rozwinięcia stacji meteorologicznej i jej numer umowny;
- sposób nawiązania i utrzymywania łączności ze sztabem przełożonym oraz terminy i sposób przekazywania komunikatów meteorologicznych /zasadnicze i dublujące środki łączności, długości fal lub częstotliwości, kryptonimy i kolejność ich zmian/;
- sposób powiadamiania o niebezpiecznych zjawiskach pogody;



- sposób współpracy i wzajemnej wymiany komunikatów "Meteośrednich" z innymi stacjami meteorologicznymi;
- sposób zaopatrywania się w materiały techniczne;
- sposób przesunięć w toku walki;
- czas odpoczynku.

c/ Meteorologiczne przygotowanie strzelania rakiet operacyjno-taktycznych

Meteorologiczne przygotowanie strzelania rakiet operacyjno-taktycznych polega na okresowym dokonywaniu przyziemnych i wysokościowych pomiarów meteorologicznych; opracowywaniu wyników tych pomiarów; wyliczaniu wartości balistycznych elementów meteorologicznych potrzebnych podczas określania nastaw do strzelania; zestawianiu i przekazywaniu komunikatów meteorologicznych zwanych komunikatami "Meteorakiętowymi" o umownym znaczeniu "Meteo 33" dla rakiet 8K11 i "Meteo 44" dla rakiet 8K14.

Meteorologiczne przygotowanie strzelania rakiet operacyjno-taktycznych wykonuje się przy pomocy etatowych sił i środków brygady /dywizjonu/ rakiet operacyjno-taktycznych.

Stacje meteorologiczne dywizjonów ROT oprócz komunikatów Meteorakiętowych /"Meteo 33"/ opracowują również komunikaty "Meteośrednie" /"Meteo 11"/ dla potrzeb sztabów do oceny promieniotwórczych i chemicznych skażeń oraz dla artylerii przeciwlotniczej osłaniającej ugrupowanie BROT /drot/.

Organizatorem meteorologicznego przygotowania strzelania brygady /dywizjonu/ rakiet operacyjno-taktycznych jest sztab brygady /dywizjonu/. Podstawą do organizacji meteorologicznego przygotowania są zadania bojowe i decyzje dowódcy BROT /drot/. Meteorologiczne przygotowanie strzelania może być organizowane albo centralnie na szczeblu brygady, albo w dywizjonach. Na szczeblu brygady meteorologiczne przygotowanie organizuje się w tych wypadkach, gdy cała brygada zajmuje jeden wspólny rejon stanowisk startowych i wzajemne oddalenie stanowisk startowych dywizjonów nie przekracza 30 km. Jeżeli wzajemne oddalenie stanowisk startowych dywizjonów jest większe - meteorologiczne przygotowanie strzelania organizuje się w dywizjonach.

Zadaniem sztabu brygady /dywizjonu/ w zakresie meteorologicznego przygotowania strzelania jest:

- podanie numerów umownych stacjom meteorologicznym;
- wyznaczenie rejonów i czasów rozwinięcia stacji meteorologicznych;
- ustalenie czasów sondowania i terminów przekazywania komunikatów meteorologicznych;
- zorganizowanie łączności i ustalenie sposobu przekazywania komunikatów meteorologicznych;
- ustalenie sposobu i czasu odbierania komunikatów meteorologicznych /w tym i "Meteośrednich"/ od innych stacji;
- ustalenie sposobu odbierania i przekazywania uprzedzeń o niebezpiecznych zjawiskach pogody;
- organizacja zaopatrywania stacji meteorologicznych w materiały techniczne;
- organizacja kontroli dokładności pracy stacji meteorologicznych i terminowości przekazywania komunikatów meteorologicznych;
- zaplanowanie i kierowanie przesunięciami stacji meteorologicznych w toku walki.

Ogólne zasady przeprowadzenia sondowania atmosfery w celu opracowywania komunikatów "Meteo 33" są takie same jak w armijnych artyleryjskich stacjach meteorologicznych.

Ważność komunikatu meteorakietowego w średnich warunkach terenowych wynosi 3 godziny, jeżeli stanowiska startowe nie są oddalone więcej niż 10 km od stacji meteorologicznej. Przy odległościach stanowisk startowych od stacji meteorologicznej większych od 10 km, na każde następne 25 km czas ważności komunikatu skraca się o 1 godzinę /3 godziny do 10 km, 2 godziny do 35 km, 1 godzina do 60 km/.

W wypadkach gdy stacja meteorologiczna nie może wykonać samodzielnie sondowania atmosfery lub sondowanie było niepełne, a poprzedni komunikat jest już nieważny, wykorzystuje się najświeższy komunikat "Meteośredni" najbliższej stacji i na podstawie jego danych meteorologicznych opracowuje się komunikat "Meteorakietowy".

Pododdziały rakiet muszą być zawsze gotowe do wykonania zadania ogniowego, ale bez aktualnego komunikatu meteorologicznego strzelać nie można i dlatego meteorologiczne przygotowanie strzelania ROT jest bardzo ważnym i istotnym zagadnieniem. Planując rozwinięcie lub przesunięcie dywizjonu należy uwzględnić czas potrzebny stacji meteorologicznej na wykonanie sondowania, opracowanie wyników i przekazanie komunikatu. Czas ten średnio wynosi w dzień

2-2,5 godziny, a w nocy do 3-3,5 godziny. W związku z tym stacja meteorologiczna powinna zawsze wcześniej się rozwijać z takim wyliczeniem, aby do czasu przybycia dywizjonu był już gotowy komunikat "Meteorakietowy". W praktyce jest to możliwe przez wysyłanie stacji meteorologicznych z grupami rekonesansowymi o 3-4 godziny wcześniej niż rozpocznie przesunięcie dywizjon, albo przez wykorzystanie komunikatów innych stacji meteorologicznych pracujących w pobliżu danego rejonu stanowisk startowych.

Stacje meteorologiczne dywizjonów rakiet operacyjno-taktycznych rozwija się w środku ugrupowania bojowego dywizjonu /brygady/ z takim wyliczeniem, aby odległość do najdalej położonej baterii nie przekraczała 30 km. Wskazaniem jest rozwijać stacje meteorologiczne w przodzie ugrupowania bojowego, aby przez to umożliwić wykorzystywanie komunikatów meteorologicznych w wypadkach gdy dywizjon po rozpoczęciu przesunięcia do przodu otrzyma zadanie do nieplanowego rozwinięcia pomiędzy starym i nowym rejonem stanowisk startowych. Z tych samych względów dobrze jest też rozwijać stacje meteorologiczne przydzielone do grup rekonesansowych nie bezpośrednio w nowym rejonie stanowisk startowych lecz nieco w tyle. Należy jednak zawsze brać pod uwagę konkretną sytuację i bezpieczeństwo samotnej stacji meteorologicznej.

5. Wyposażenie i ugrupowanie bojowe ruchomej artyleryjskiej stacji radiometeorologicznej

Ruchoma artyleryjska stacja radiometeorologiczna /PARMS/ służy do zespołowego sondowania atmosfery w celu określania rzeczywistego wysokościowego rozkładu temperatury powietrza i wiatru średniego. Stacja PARMS znajduje się na wyposażeniu plutonów meteorologicznych baterii meteorologicznej armii i dywizjonów rakiet operacyjno-taktycznych.

Do zestawu PARMS należą:

- stacja radiolokacyjna RMS-1;
- samochód specjalny na podwoziu ZIL-157; z przyrządami do: obserwacji pilotowych, pomiarów meteorologicznych w warstwie przyziemnej, sprawdzenia i przygotowania radiosondy RKZ-1 do wypuszczenia oraz opracowania wyników sondowania. W samochodzie specjalnym znajduje się też sprzęt pomocniczy;

- samochód pomocniczy na podwoziu MAZ-502 z wyposażeniem służącym do wytwarzania wodoru i napełniania balonów radiosondowych. W samochodzie pomocniczym mieści się również sprzęt pomocniczy,
- elektrownia polowa ESD-20-WŁ do zasilania stacji radiolokacyjnej,
- przetwornica prądu sieciowego na prąd trójfazowy,
- ciągnik stacji radiolokacyjnej KRAZ.

Stacja radiolokacyjna RMS-1 służy do zespołowego sondowania atmosfery przy współpracy z radiosondą RKZ-1. Można również przeprowadzać tylko sondowanie wiatru przy użyciu odbijaczy kątowych. Zasilanie stacji prądem trójfazowym 400 Hz o napięciu 220 V z elektrowni polowej ESD-20-WŁ /20 KW/ lub z sieci stałej przy użyciu przetwornicy. Czas rozwinięcia stacji radiolokacyjnej-20 min; czas zwijania - 12-15 min.

Samochód specjalny służy jako miejsce pracy i transportu dowódcy stacji meteorologicznej i obsługi oraz do pomieszczenia urządzeń i przyrządów pomiarowych. Nadwozie samochodu jest kryte i ogrzewane. W samochodzie specjalnym umieszczona jest radiostacja R-108 ze wzmacniaczem i aparaty telefoniczne. Na zewnątrz samochodu /przy burcie nadwozia/ można ustawić specjalny namiot przyczepny do pracy w lecie.

W czasie marszu samochód specjalny służy jednocześnie jako ciągnik przetwornicy prądu.

Wyposażenie specjalne samochodu:

- zestaw przyborów do obliczeń meteorologicznych AMP-53;
- barometr-aneroid;
- baregraf tygodniowy;
- hipsotermometr z warnikiem /przyrząd kontrolny do sprawdzania prawidłowości wskazań barometru-aneroidu/;
- anemorumbometr /elektryczny przyrząd do mierzenia kierunku i prędkości wiatru przyziemnego/;
- psychrometr aspiracyjny /para termometrów rtęciowych z urządzeniem wentylacyjnym. Służy do pomiaru przyziemnej temperatury powietrza/;
- termometr procowy /pojedynczy termometr rtęciowy przystosowany do ręcznego obracania w powietrzu/;
- termometr ścienny /do mierzenia temperatury wewnątrz samochodu/;

- teodolity ATK /jako środek pomocniczy do śledzenia balonów pilotowych i określania wiatru średniego w warstwie od powierzchni Ziemi do 8-10 km w dzień przy jasnej pogodzie i 2-3 km w nocy/;
- radiostacja R-108 ze wzmacniaczem mocy UM-1 /do przekazywania komunikatów meteorologicznych i utrzymywania łączności z przełożonym sztabem/;
- aparaty telefoniczne TAJ-43 /5 sztuk/ do utrzymywania łączności przewodowej z przełożonym i wewnątrz ugrupowania bojowego stacji meteorologicznej/;
- rozwijak startowy /do wypuszczania radiosondy przy wietrze o prędkości ponad 8 m/sek, w celu uniknięcia uderzenia radiosondy o ziemię w czasie wypuszczania balonu/;
- stanowisko formowania baterii SF-3, służy do formowania baterii zasilających radiosondę. SF-3 jest to metalowa skrzynka z oprnikami formującymi i trzema woltomierzami;
- stanowisko zasilania SP-2. Służy do zasilania radiosondy RKZ-1 podczas sprowadzania ważności cechowania radiosondy oraz sygnałów odzewu. Stanowisko zasilania zamontowane jest w metalowej skrzynce z trzema woltomierzami i szeregiem wyłączników;
- termostat /do ogrzewania powłok balonowych przed ich napełnianiem wodorem/. Termostat zbudowany jest w postaci szafki z izolacją termiczną i elektrycznymi elementami grzejnymi;
- szafa do przechowywania balonów;
- agregat benzynowo-elektryczny AB-2-0/230 /do zasilania prądem elektrycznym samochodu specjalnego oraz do ładowania akumulatorów/. Agregat przewozi się w ciągniku pomocniczym. W czasie pracy ustawia się go w pobliżu samochodu specjalnego.

W szufladkach stołów przechowywane są suwaki logarytmiczne, liczydła liczbowe, sekundomierze, taśma miernicza i inne pomocnicze materiały.

Samochód pomocniczy służy jako ciągnik elektrowni polowej i jako punkt techniczny. Jest to samochód ciężarowo-terenowy ze specjalnym nadwoziem. Samochód pomocniczy służy również do przewożenia sprzętu pomocniczego i materiałów jednorazowego użytku.

Wyposażenie samochodu pomocniczego:

- gazogenerator EG-3, służący do wytwarzania wodoru w warunkach polowych. W skład kompletu EG-3 wchodzi reaktor, dwie chłodnice,

węże przepustowe oraz zestaw narzędzi i części zamiennych. Przy pomocy EG-3 można wyprodukować około 4 m³ wodoru w przebiegu 15 do 45 minut /w zależności od temperatury otaczającego powietrza/;

- zbiornik gazowy MGW-10 służący do przechowywania zapasu wodoru na stanowisku PARMS w ciągu 1-2 dob. Zbiornik wodoru wykonany jest w kształcie walca o półkulistych zakończeniach z tkaniny gumowanej /pojemność 10 m³/;
- zbiorniki do obróbki chemicznej powłok balonowych;
- stolik do wytrzymywania radiosondy;
- zbiorniki z chemikaliami do obróbki powłok balonowych;
- kabel telefoniczny;
- stół wynośny;
- skrzynia z namiotem przyczepnym i namiotem do napełniania balonów, z płachtą ochronną, z kompletem narzędzi i części zamiennych do EG-3 i z innymi pomocniczymi przyborami i narzędziami;
- skrzynie z różnymi częściami zamiennymi;
- agregat benzynowo-elektryczny AB-2-0/230 do zasilania samochodu specjalnego;
- statywy i trójnogi do przyrządów mierniczych.

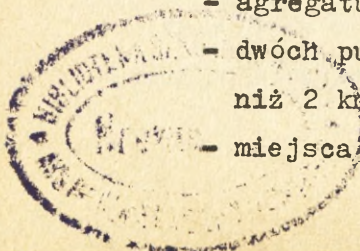
Elektrownia polowa ESD-20 służy jako źródło zasilania stacji radiolokacyjnej oraz samochodu specjalnego.

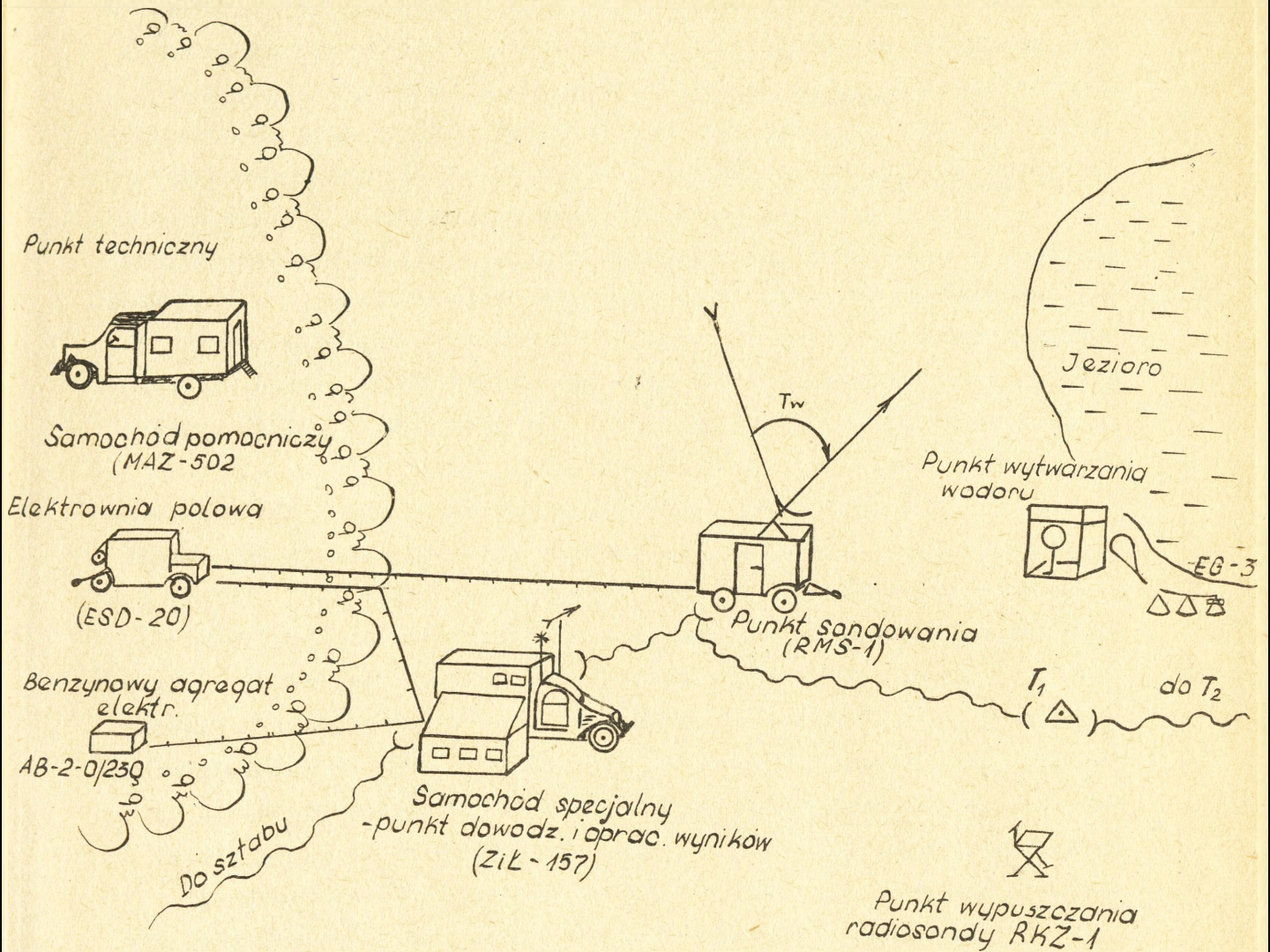
Napęd generatora prądu odbywa się przy pomocy silnika wysokoprężnego. Moc generatora 20 KW. Całość zmontowana jest na czterokołowej przyczepie. W czasie marszu elektrownia jest ciągniona przez samochód pomocniczy.

Ugrupowanie bojowe stacji meteorologicznej

Ugrupowanie bojowe stacji meteorologicznej składa się z:

- punktu sondowania /RMS-1/;
- punktu dowodzenia i opracowania wyników sondowania /ZIK-157/;
- punktu technicznego /MAZ-502/;
- punktu zasilania /ESD-20 WŁ/;
- punktu wypuszczania radiosondy RKZ-1;
- punktu wytwarzania wodoru /EG-3/;
- agregatu benzynowo-elektrycznego;
- dwóch punktów wcięć teodolitowych w odległości nie mniejszej niż 2 km.
- miejsca stania ciągnika i przetwornicy.





Rys.1. Ugrupowanie bojowe stacji meteorologicznej PARMS

Ogólna powierzchnia, na której rozwija się stacja meteorologiczna wynosi do 3 ha /150 x 150 + 200/.

Punkt sondowania /RMS-1/ przeznaczony jest do wcinania balonu z radiosondą i odbierania sygnałów nadajnika radiosondy. Stację radiolokacyjną ustawia się na powierzchni odkrytej umożliwiającej bezpośrednią widoczność punktu wypuszczania radiosondy. W miejscu ukrytym, w odległości do 70 m, rozmieszcza się elektrownię polową /ESD-20 WŁ/ przeznaczoną do zasilania stacji radiolokacyjnej prądem trójfazowym.

Punkt dowodzenia i opracowania wyników sondowania /ZiL-157/ rozmieszcza się w ukryciu w odległości 50-150 m od stacji radiolokacyjnej. Na punkcie dowodzenia i opracowania wyników sondowania przygotowuje się przyrządy i radiosondę do pracy, mierzy się przyziemne

ciśnienie atmosferyczne, opracowuje wyniki sondowania i zestawia się komunikaty meteorologiczne. Zasilanie punktu dowodzenia w energię elektryczną, potrzebną do oświetlenia i ogrzewania termostolu, odbywa się albo bezpośrednio od elektrowni polowej albo od agregatu benzynowo-elektrycznego /gdy nie odbywa się sondowanie atmosfery/.

Punkt wytwarzania wodoru rozmieszcza się w pobliżu źródła wody w odległości nie mniejszej niż 70 m od pozostałych elementów ugrupowania bojowego /ze względu na bezpieczeństwo/. W warunkach polowych wodór wytwarza się przed sondowaniem w gazogeneratorze EG-3. Wytwarzany w ten sposób wodór może być przesyłany od razu do balonu albo do zbiornika gazowego MGW-10. Do wytwarzania wodoru używa się proszek aluminiowy, sodę kaustyczną i wodę.

Punkt techniczny /MAZ-502/ rozmieszcza się w ukryciu w pobliżu pozostałych elementów. Na punkcie tym przygotowuje się chemikalia do wytwarzania wodoru oraz dokonuje się chemicznej obróbki powłok balonowych w celu zwiększenia ich elastyczności i wytrzymałości.

Punkt wypuszczania radiosond - jest to miejsce ze specjalnym stołem, przeznaczone do sprawdzenia radiosond przed ich wypuszczeniem, do mierzenia temperatury przyziemnej oraz do wypuszczania balonu z radiosondą. Punkt wypuszczania radiosondy wybiera się na przestrzeni odsłoniętej w promieniu co najmniej 50 m, w odległości możliwie nie mniejszej niż 200-300 m od stacji radiolokacyjnej.

Wewnątrz ugrupowania bojowego stacji meteorologicznej organizuje się łączność przewodową pomiędzy punktem dowodzenia i opracowania wyników sondowania a stacją radiolokacyjną z teodolitami. Jeżeli wymagają tego warunki /noc, ograniczona widoczność, duża odległość/ rozwija się również łączność pomiędzy stacją radiolokacyjną i punktem wypuszczania radiosondy.

Do utrzymywania łączności ze sztabem przełożonym używa się radiostacji R-108 ze wzmacniaczem, a jeżeli warunki pozwalają organizuje się również łączność przewodową.

Orientacyjne normy czasu

- | | |
|--|----------------|
| - rozwinięcie w ugrupowanie bojowe | 25-35 min.; |
| - zwinięcie ugrupowania bojowego | 20-30 min.; |
| - rozwinięcie w ugrupowanie bojowe i przygotowanie do pierwszego sondowania atmosfery /nocą i zimą 1,5 raza więcej/; | 40-50 min.; |
| - czas trwania sondowania do wysokości 30 km | ok. 1,5 godz.; |

- zakończenie opracowania wyników sondowania
i zestawienie komunikatu do 10 minut.

Łączny czas na rozwinięcie, wykonanie sondowania i wydanie komunikatu meteorologicznego wynosi około 2,5 godz. Każdy kolejny komunikat meteorologiczny, opracowywany na podstawie bezpośredniego zespołowego sondowania, może być wydany po upływie około 2 godzin od otrzymania rozkazu do ponownego sondowania.

II. OGÓLNE WIADOMOŚCI O ATMOSFERZE I ZASADNICZE ELEMENTY METEOROLOGICZNE

6. Budowa atmosfery

Atmosferą nazywamy powłokę gazową otaczającą kulę ziemską. Powłoka ta nie jest jednolita ani pod względem składu chemicznego, ani pod względem własności fizycznych. Zmienność właściwości fizycznych atmosfery występuje zarówno w płaszczyźnie pionowej, jak i poziomej. Szczególnie gwałtowne zmiany tych właściwości występują w płaszczyźnie pionowej.

Biorąc pod uwagę zmienność poszczególnych właściwości fizycznych w płaszczyźnie pionowej atmosferę można dzielić na szereg warstw o jednakowych właściwościach; Podobnie można dzielić atmosferę na warstwy ze względu na jej skład chemiczny. W meteorologii przyjęto dzielić atmosferę na warstwy /zwane sferami/ ze względu na właściwości zmiany temperatury w poszczególnych warstwach. Zmienność temperatury na różnych wysokościach jest bardzo charakterystyczna i posiada stosunkowo wyraźne punkty zwrotne. Niekiedy stosuje się też podział atmosfery na warstwy ze względu na taką właściwość fizyczną jak przewodnictwo elektryczne.

Przy podziale atmosfery na warstwy ze względu na charakter zmienności temperatury przyjmujemy międzynarodowy podział atmosfery z 1951 roku:

- 1 . T r o p o s f e r a
- 2 . S t r a t o s f e r a
- 3 . M e z o s f e r a
- 4 . T e r m o s f e r a
- 5 . E k z o s f e r a .

Grubość poszczególnych warstw nie jest stała i zmienia się w zależności od szerokości geograficznej i pory roku.

Pomiędzy tymi sferami występują pewne warstwy przejściowe, tak zwane p a u z y . Te warstwy przejściowe noszą nazwy poprzedzających je sfer zasadniczych: tropopauza, stratopauza, mezopauza, termopauza.

Srednie wysokości poszczególnych warstw na średnich szerokościach geograficznych zawiera poniższa tabela.



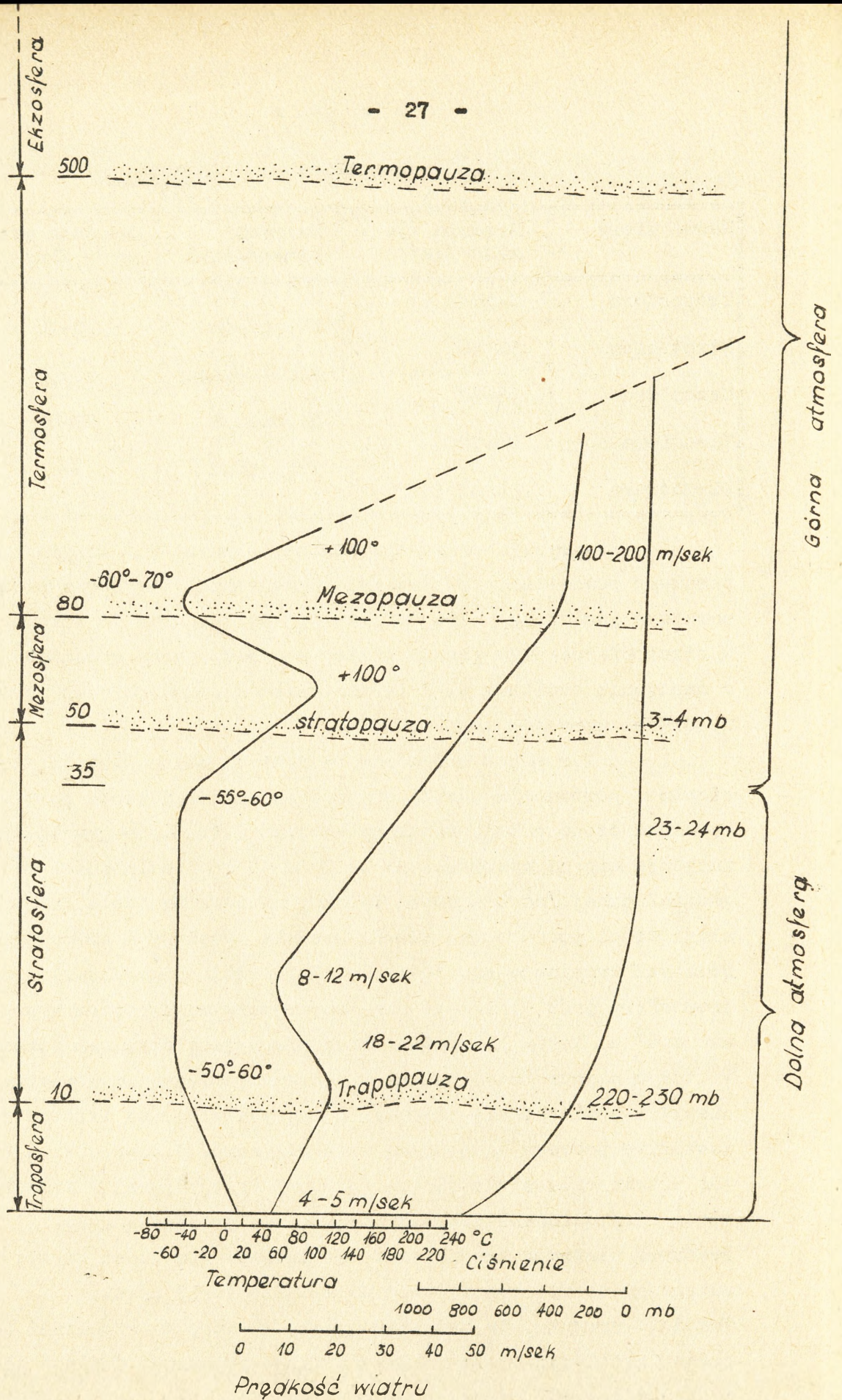
TABELA 1.

Nazwa sfery	Srednia wysokość /km/	Warstwa przejściowa	Srednia wysokość /km/
Troposfera	0-10	Tropopauza	10-11
Stratosfera	11-50	Stratopauza	50-55
Mezosfera	55-80	Mezopauza	80-85
Termosfera	85-500	Termopauza	-
Ekszosfera	ponad 500		

Na rys.2. przedstawione są te warstwy i krzywa zmiany temperatury powietrza w poszczególnych sferach. Z rysunku widać, że temperatura powietrza w troposferze obniża się wraz ze wzrostem wysokości, w stratosferze jest prawie stała, a w mezosferze początkowo rośnie, a następnie obniża się. W termosferze temperatura wraz ze wzrostem wysokości wzrasta.

T r o p o s f e r a - jest to dolna warstwa atmosfery, cienka w porównaniu z całą atmosferą, jednak zawarta jest w niej zasadnicza część całej atmosfery - około 3/4. Górna granica troposfery znajduje się na wysokościach od 7 do 18 km w zależności od szerokości geograficznej /na biegunach 7-9 km, na równiku 17-18 km/, pory roku, właściwości powierzchni ziemi. Srednią wysokość w szerokościach umiarkowanych przyjmuje się 10-11 km. Najbardziej charakterystyczną cechą troposfery jest obniżanie się temperatury ze wzrostem wysokości /średnio o 6° na każdy kilometr/. Troposfera jest obszarem atmosfery, w którym najwyraźniej odbywa się pionowe mieszanie powietrza i wymiana ciepła z powierzchnią ziemską, co wpływa w bardzo istotny sposób na wszystkie procesy zachodzące w troposferze. W troposferze znajduje się prawie cała zawartość pary wodnej występującej w atmosferze, tworzą się w niej obłoki i zachodzą zasadnicze procesy pogody. Prędkość wiatru w troposferze ze wzrostem wysokości zwykle wzrasta osiągając na wysokości 10-12 km średnio 18-22 m/sek. Ostatnio wykryto, że nad szerokością 35-48°, na wysokości 8-12 km często występują bardzo silne wiatry o prędkości średnio 45-55 m/sek, a niekiedy 60-80 m/sek.

W tropopauzie, jak i we wszystkich warstwach przejściowych, obserwuje się zwykle znaczne zmiany temperatury i zachwianie dotychczasowego wysokościowego jej rozkładu.



Rys.2. Budowa atmosfery

S t r a t o s f e r a charakteryzuje się przede wszystkim dużą stałością temperatury w całej warstwie. Najniższa temperatura występuje w strefie równikowej $-70, -80^{\circ}\text{C}/$, w strefie umiarkowanej wynosi ona średnio $-55, -60^{\circ}\text{C}$.

W górnej części stratosfery /od 35 km/ i w stratopauzie występuje znaczny wzrost temperatury /do 0°C na wysokości 50-55 km/. Ten wzrost temperatury tłumaczy się pochłanianiem promieniowania słonecznego przez pokrojoną na tych wysokościach warstwę ozonu. Pionowe mieszanie się powietrza w stratosferze jest osłabione; gęstość powietrza jest znacznie mniejsza, a ciśnienie obniża się od 220-230 mb w tropopauzie do 3-4 mb na wysokości 40 km.

W stratosferze obłoki występują rzadko i składają się one z drobnutkich kryształków lodu. Świadczy to o występowaniu niewielkiej ilości pary wodnej w tej warstwie atmosfery.

Obserwacje prowadzone w stratosferze wskazują na istnienie wiatru o bardzo zmiennych kierunkach i niekiedy o bardzo dużych prędkościach. Przeciętnie do wysokości 20-25 km prędkość wiatru maleje do 10 m/sek, a następnie wzrasta, sięgając w niektórych wypadkach nawet 100 m/sek.

M e z o s f e r a charakteryzuje się spadkiem temperatury w miarę wzrostu wysokości /do $-60, -70^{\circ}\text{C}$ w mezopauzie/. W mezosferze obserwuje się bardzo silne wiatry, sięgające 100-200 m/sek, a w pojedynczych wypadkach i większe. Ciśnienie atmosferyczne w górnej części mezosfery stanowi zaledwie setną częśći mb.

T e r m o s f e r a charakteryzuje się stałym wzrostem temperatury aż do górnej jej granicy /rzędu $500-1200^{\circ}\text{C}/$. Ten wzrost temperatury można tłumaczyć jonizacją bardzo rozrzedzonego powietrza pod wpływem ultrafioletowego promieniowania słonecznego. Możliwe jest również pochłanianie ciepła przez znajdujące się tu drobnutkie cząsteczki pyłu kosmicznego.

Pamiętać należy, że na dużych wysokościach przy obniżym rozrzedzeniu powietrza pojęcie "temperatura powietrza" ma zupełnie inny sens niż w dolnych warstwach atmosfery i określenie to może być stosowane tylko umownie. W bardzo rozrzedzonym powietrzu jego molekuly poruszają się w dużym oddaleniu i ciało umieszczone w takim powietrzu nie będzie poddane bombardowaniu przez te molekuly. Ciepło jakie to ciało /termometr/ otrzyma będzie ciepłem z bezpośredniego promieniowania słonecznego.

E k z o s f e r a - temperatura w tej strefie albo się nie zmienia, albo możliwe że nieco rośnie. Ocenia się, że temperatura w ekzosferze wynosi ponad $1000-1500^{\circ}$ K. Ta najbardziej zewnętrzna warstwa atmosfery charakteryzuje się tym, że przedostają się z niej gazy ziemskiej atmosfery do przestrzeni międzyplanetarnej. Ekzosferą sięga prawdopodobnie do wysokości 2000-3000 km, gdzie ziemska atmosfera styka się z gazami międzyplanetarnymi.

Termosfera, a zwłaszcza ekzosfera zbadane są znacznie słabiej niż warstwy położone niżej. Ich odróżniającą właściwością jest nadzwyczaj mała gęstość powietrza oraz to, że pod wpływem przenikających tu promieni kosmicznych i ultrafioletowych promieni słonecznych, intensywnie odbywają się różnorodne reakcje pobudzania, dysocjacji, jonizacji oraz procesy odwrotne. Wywołuje to rozwijanie się takich zjawisk jak powstawanie warstw o dużym przewodnictwie, polarne świecenie, świecenie nocnego nieba i inne.

Biorąc pod uwagę rozpatrzone różnice pomiędzy troposferą z jednej strony, a termosferą i ekzosferą z drugiej - często się mówi **d o l n a a t m o s f e r a**, mając na uwadze troposferę i dolną stratosferę oraz **g ó r n a a t m o s f e r a**, rozumiejąc pod tym określeniem warstwę położoną powyżej 30-40 km.

Zaznaczyć należy, że w warstwach troposfery, stratosfery i mezosfery /0-80 km/ skład atmosfery w odniesieniu do zasadniczych gazów /a dlatego i średni ciężar molekularny powietrza/ jest w przybliżeniu stały. W warstwie wyższej ciężar molekularny powietrza zmienia się wraz ze zmianą wysokości w rezultacie zachodzących procesów dysocjacji tlenu i azotu.

7. Skład i zasadnicze właściwości atmosfery

Powietrze atmosferyczne jest mechaniczną mieszaniną różnych gazów, a przede wszystkim:

- azotu ok. 78 % /objętościowo/;
- tlenu ok. 21 %;
- argonu ok. 1 %;
- dwutlenku węgla ok. 0,03 %;
- pary wodnej i innych gazów w ilościach ledwieśladowych.

Ponadto w atmosferze zawieszono są twarde i ciekłe cząsteczki, zarówno naturalnego jak i sztucznego pochodzenia /cząstki pyłu, dymu, produkty kondensacji pary wodnej itp./, tworzące tzw. system aerodispersyjny /popiół atmosferyczny/.

Jeżeli oczyścimy powietrze od cząstek popiołu atmosferycznego i pary wodnej pozostanie suche czyste powietrze. To suche czyste powietrze charakteryzuje się dużą stałością składu i pewnymi ścisłymi równaniami matematycznymi.

TABELA 2

Skład suchego powietrza w dolnych warstwach atmosfery /do wysokości 20-25 km/.

Gazy	Ciężar molekularny	Zawartość w % objętości	Gęstość		Temperatura krytyczna t° /Od- powiadające danej temperaturze ciśnienia w atmosferach
			Bez względu na przy Hg i 0°C	względem sucho powietrza	
1	2	3	4	5	6
Azot	28,016	78,084± 0,004	1250	0,967	-147,2/33,5
Tlen	32,000	20,946± 0,002	1429	1,105	-118,9/49,7
Argon	39,944	0,934± 0,001	1786	1,379	-122,0/48,7
Dwutlenek węgla	44,010	0,033± 0,001	1977	1,529	31,0/73,0
Neon	20,183	/18,18± 0,04/ · 10 ⁻⁴	900	0,695	-228,0/26,0
Hel	4,003	/5,24± 0,004/ · 10 ⁻⁴	178	0,138	-258/2,3
Metan	14,04	≈ 2,2 · 10 ⁻⁴	717		
Krypton	83,7	/1,14± 0,01/ · 10 ⁻⁴	3736	2,868	-63/54,0
Tlenek azotu	44,016	/0,5± 0,1/ · 10 ⁻⁴	1978		
Wodór	2,016	≈ 0,5 · 10 ⁻⁴	90	0,070	-239/12,8
Ksenon	131,3	/0,087± 0,001/ · 10 ⁻⁴	5891	4,524	16,6/58,2
Ozon	48,00	niestała /1,3/ · 10 ⁻⁴	2140	1,624	-5/92,3
Suche powietrze	28,966	100	1293	1,000	-140,7/37,2

Zawartość ozonu jest bardzo zmienna: od 0 ± 0,07 · 10⁻⁴ w pobliżu Ziemi - do /1,3/10⁻⁴ na wysokości 20-30 km.

Jak wynika z przytoczonej tabeli, suche powietrze składa się w ponad 99 % z azotu i tlenu oraz bardzo niewielkiej ilości argonu i dwutlenku węgla /ok. 1 %/. Wszystkie pozostałe składniki stanowią mniej niż 0,5 % objętości. Ciężar molekularny suchego powietrza jest bardzo bliski ciężarowi azotu i tlenu.

Ilość pary wodnej jako składnika atmosfery jest bardzo zmienna - od 0 % przy dużych mrozach do 4 % /objętościowo/ przy gorącej wilgotnej pogodzie. Do gazów o zmiennej ilości należą również dwutlenek węgla i ozon. Chociaż zawartość tych trzech gazów w powietrzu jest bardzo mała, ale ich wpływ na procesy atmosferyczne jest bardzo duży. Wystarczy powiedzieć, że pochłanianie i wypromieniowanie przez atmosferę energii promieniowej uwarunkowane jest przede wszystkim obecnością tych gazów.

Liczne doświadczenia z powietrzem wskazują, że do wysokości 80 km skład chemiczny powietrza jest prawie stały i dlatego tę część atmosfery nazywa się sferą jednorodną /homosferą/. W sferze wyższej skład powietrza nieznacznie się zmienia, zachowując w dalszym ciągu zasadniczą przewagę azotu i tlenu i ta część atmosfery nosi nazwę heterosfery.

Zasadniczymi właściwościami fizycznymi atmosfery, ściślej mówiąc suchego powietrza, są:

- suche powietrze jest ok. 800 razy lżejsze od wody o tej samej objętości; masa 1 m^3 /przy ciśnieniu 760 mm Hg i temperaturze 0°C / wynosi 1,293 kg;
- pojemność cieplna powietrza przy stałym ciśnieniu jest ok. 4 razy większa niż wody, a przewodnictwo cieplne 20+30 razy mniejsze od przewodnictwa cieplnego wody i 2000 razy od przewodnictwa cieplnego srebra i miedzi;
- ściśliwość powietrza wynosi około 800 razy w porównaniu z objętością początkową;
- współczynnik rozszerzalności objętościowej $\alpha = -\frac{1}{273}$.

Charakterystyka suchego powietrza

- Gęstość ^{x/}	przy $T = 273^\circ\text{K}$ i $h = 760 \text{ mm Hg}$	$\rho = 1,293 \cdot 10^{-3} \text{ g/cm}^3$
	przy $T = 273^\circ\text{K}$ i $h = 750 \text{ mm Hg}$	$\rho = 1,276 \cdot 10^{-3} \text{ g/cm}^3$

x/ Stosunek masy do objętości nazywamy gęstością.

- objętość 1 g.mol /przy T = 273°K i h = 760 mm Hg/ V = 22,4 l
- Ciężar molekularny $\mu = 28,966$.
- Pojemność cieplna przy stałym ciśnieniu $C_p = 0,2388$ cal/g.stop.
- Pojemność cieplna przy stałej objętości $C_v = 0,1712$ cal/g.stop.
- Współczynnik adiabatyyczny $\frac{C_p}{C_v} = 1,404 \approx 1,4$.
- Równanie stanu suchego powietrza:

Głównymi parametrami gazów, charakteryzującymi ich stan są: temperatura T, ciśnienie /prężność/ p i gęstość ρ .

Zależność pomiędzy tymi parametrami nazywa się r ó w - n a n i e m s t a n u .

Dla gazów idealnych zależność ta wyraża się prawem MENDELEJEW-CLAPEJRONA

$$p = \frac{\rho}{\mu} \cdot R^x T$$

gdzie: p - ciśnienie atmosferyczne wyrażone w kg/m^2 lub w dyn/cm^2 x/

μ - ciężar molekularny;

R^x - uniwersalna stała gazowa, liczbowo równa pracy /w ergach/ jaką może wykonać 1 mol gazu podczas nagrzewania go o 1°C, jeżeli przy tym ciśnienie pozostanie niezmiennione^{xx/}.

$$R^x = 8,314 \cdot 10^7 \text{ erg/mol} \cdot \text{stop};$$

T - temperatura bezwzględna.

Zastosujemy to równanie do suchego powietrza.

$$\mu \text{ suchego powietrza} = 28,966.$$

Zamiast R^x wygodniej jest przyjmować właściwą stałą gazową suchego powietrza R.

$$R = \frac{R^x}{\mu} = \frac{8,314 \cdot 10^7}{28,966} = 2,87 \cdot 10^6 \text{ erg/g} \cdot \text{stop}.$$

Teraz równanie stanu suchego powietrza możemy zapisać

$$p = \rho RT$$

albo

$$\rho = \frac{p}{RT}$$

Z powyższego wynika, że gęstość suchego powietrza jest wprost proporcjonalna do ciśnienia i odwrotnie proporcjonalna do temperatury /bezwzględnej/.

x/ Patrz zagadnienie 10. "Ciśnienie atmosferyczne".

xx/ Objętość 1 mol idealnego gazu /przy T = 273°K, h = 760 mm Hg/ wynosi $22,4146 \cdot 10^3 \text{ cm}^3$.

$$1 \text{ erg} = 1 \text{ dyna} \cdot \text{cm} = 1 \frac{\text{g} \cdot \text{cm}^2}{\text{sek}^2}$$

Wiadomo, że zasadnicza masa powietrza atmosferycznego zgrupowana jest w dolnej, stosunkowo cienkiej warstwie atmosfery /do wysokości 5,5 km około 50 %; do wysokości 10-11 km - około 75%; do wysokości 32 km - ponad 99 % masy powietrza/, wobec tego z punktu widzenia strzelania artylerii i rakiet, wysokość 50-60 km /ciśnienie mniejsze od przyziemnego o 750-1000 razy/ można przypuszczać nie uważać za umowną górną granicę atmosfery.

Na wysokościach ponad 50-60 km rakiet /pocisk/, posiadająca prędkość do 3000 m/sek, praktycznie nie będzie odczuwać oporu powietrza.

Na wysokościach ponad 120 km występuje już cisza przestrzeni międzyplanetarnej, ponieważ dźwięk już nie może rozprzesztrzeniać się. Rozprzesztrzenie się dźwięku zostaje zahamowane dlatego, że długość swobodnego przepływu molekuł powietrza sięga długości fal dźwiękowych.

Obliczenia wskazują, że na wysokościach ponad 150-200 km opór powietrza staje się nieodczuwalnym i możliwym jest ruch swobodny nawet z prędkościami rzędu 8000 m/sek. Jest to najmniejsze możliwe oddalenie sztucznych satelitów od Ziemi.

Na wysokościach ponad 2000 km zaczynają działać prawie wszystkie czynniki przestrzeni międzyplanetarnej. Jednak w rzeczywistości atmosfera jeszcze się tu nie kończy, ponieważ na wysokościach 1000-1200 km występują jeszcze cząsteczki gazów /potwierdzają to badania prowadzone przy pomocy sztucznych satelitów, obserwacje świecenia nieba w nocy i inne/.

Z tego też względu nie można mówić o wyraźnej granicy atmosfery; atmosfera stopniowo przechodzi w przestrzeń międzyplanetarną.

8. Elementy meteorologiczne mające wpływ na strzelanie

Elementami meteorologicznymi nazywamy charakterystyki określające stan fizyczny atmosfery.

Do zasadniczych elementów meteorologicznych charakteryzujących fizyczny stan atmosfery, z punktu widzenia jego wpływu na strzelanie, należą:

1. temperatura powietrza,
2. ciśnienie atmosferyczne,
3. wilgotność powietrza,
4. gęstość powietrza,
5. prędkość rozchodzenia się dźwięku w atmosferze,
6. wiatr.

Stan atmosfery w określonym momencie czasu określa się przy pomocy zespołu elementów meteorologicznych, tj. przy pomocy wartości tych elementów.

Zmiana stanu fizycznego atmosfery zawsze prowadzi do zmiany wszystkich lub większości elementów meteorologicznych, co świadczy o ścisłym wzajemnym związku tych elementów.

W wojskach raketowych i artylerii rozróżnia się przyziemne wartości elementów meteorologicznych i ich rozkład wysokościowy, tzn. ich wartości na różnych wysokościach nad powierzchnią ziemi.

Przyziemne wartości elementów meteorologicznych określa się zazwyczaj na wysokości 2-4 m nad powierzchnią ziemi. Wyjaśnia się to tym, że wartości elementów meteorologicznych w najniższej warstwie atmosfery zależą w bardzo dużym stopniu od charakteru oraz ukształtowania i pokrycia powierzchni ziemi. Wpływ ten jest szczególnie duży na pomiary temperatury oraz kierunku i prędkości wiatru. Im wyżej nad powierzchnią ziemi, tym mniejszy jest ten wpływ. Wysokość pomiarów 2-4 m pozwala odnosić zmierzone wartości elementów meteorologicznych do stosunkowo dużej powierzchni otaczającego terenu, a także porównywać między sobą wyniki przyziemnych pomiarów /obserwacji/ dokonanych w różnych punktach.

Przyziemne wartości elementów meteorologicznych dla potrzeb artylerii i rakiet określa się przy pomocy przyrządów meteorologicznych wystawianych na stacjach meteorologicznych i w rejonie ugrupowania bojowego.

W celu otrzymania danych o wysokościowym rozkładzie elementów meteorologicznych /od 2 m do nakazanej wysokości/ wykonuje się sondowanie atmosfery polegające na dokonywaniu pomiarów na szeregu wysokościach, lub w kolejnych warstwach atmosfery, przy pomocy specjalnych przyrządów unoszonych w atmosferze.

Omówmy pokrótce zasadnicze elementy meteorologiczne, jednostki ich pomiaru, charakter ich rozkładu w przestrzeni oraz ogólne prawa zmienności.

9. Temperatura powietrza

Temperatura powietrza jest zasadniczym elementem meteorologicznym. Od rozkładu temperatury w znacznym stopniu zależy rozkład ciśnienia atmosferycznego, powstawanie ruchów powietrza, zmiany wilgotności powietrza i inne fizyczne charakterystyki atmosfery.

Jednakże i każda z tych charakterystyk też wywiera wpływ na temperaturę powietrza.

Pod pojęciem *temperatura powietrza* rozumie się stopień jego nagrzania, charakteryzujący się intensywnością bezładnego ruchu molekuł. Im większa jest prędkość ruchu molekuł gazów, stanowiących powietrze, tym wyższa jest temperatura powietrza. A więc temperatura powietrza atmosferycznego jest sumaryczną charakterystyką energii kinetycznej ruchu molekuł.

Temperaturę w chwili obecnej charakteryzuje się według jednej z trzech skal temperatury: CELSIJUSA, FARENHEITA lub KELWINA /bezwzględna/.

Skala Celsjusa / $t^{\circ}\text{C}$ /. Za punkty zasadnicze w tej skali przyjęto: 0°C - punkt topnienia lodu i 100°C - punkt wrzenia wody /przy ciśnieniu 760 mm Hg/. Odcinek pomiędzy tymi punktami podzielony został na 100 równych części - stopni. Skalą tą posługują się w Polsce i w większości innych krajów.

Skala Farenheita / $t^{\circ}\text{F}$ /. Punkt topnienia lodu przyjęto za 32°F , punkt wrzenia wody za 212°F . Odcinek pomiędzy tymi punktami podzielony został na 180 równych części, każdą z nich przyjęto za 1°F . Skala FARENHEITA stosowana jest w USA, Wielkiej Brytanii i w niektórych innych krajach.

Skala Kelwina lub *bezwzględna* / $T^{\circ}\text{K}$ /. Skala ta wykorzystywana jest zwykle podczas obliczeń teoretycznych. Jako zero według skali bezwzględnej przyjęto - $273,16^{\circ}\text{C}$ /temperatura, w której ruch molekularny powinien całkowicie ustać/. Dlatego temperaturę bezwzględną wyraża się w przybliżeniu według wzoru

$$T^{\circ}\text{K} = 273 + t^{\circ}\text{C}.$$

Temperatura według skali bezwzględnej nie może przyjmować wartości ujemnych, zawsze będzie wyższa od zera bezwzględnego.

Rozkład temperatury wzdłuż powierzchni ziemskiej.

Temperatura powietrza w określonym punkcie zależy przede wszystkim od takich czynników jak: szerokość geograficzna danego punktu, charakter powierzchni i ukształtowanie terenu, przenoszenie ciepła przez prądy powietrzne i morskie, pora roku i doby.

Zasadniczym źródłem ciepła w atmosferze jest nagrzana przez słońce powierzchnia ziemska. Ponieważ ilość energii słonecznej pochłanianej przez skorupę ziemską maleje od równika do biegunów, to i w tym kierunku występuje obniżanie się temperatury powietrza. Różnica przyziemnych temperatur powietrza między równikiem a biegunami średnio wynosi na półkuli północnej około 27° w lecie i 60° w zimie, a na półkuli południowej około 29° w lecie i 75° w zimie.

W całej troposferze, podobnie jak przy ziemi, temperatura obniża się w kierunku od równika ku biegunom. W tropopauzie i dalszych warstwach stratosfery /od wysokości 11-13 km do 25-30 km/ występuje zjawisko odwrotne, tzn. następuje wzrost temperatury ze wzrostem szerokości geograficznej.

Różnica w nagrzewaniu się i ochładzaniu lądu i wody od tej samej ilości energii słonecznej wywiera wpływ na temperaturę przylegających warstw powietrza i wywołuje różnice temperatur na lądach i oceanach. Na lądzie ciepło przenika na głębokości do 20 m, a w oceanach do 300-400 m. Dlatego na lądzie jest cieplej w lecie i zimniej w zimie niż w tych samych okresach na oceanie.

Charakter podłoża i ukształtowanie terenu też w znacznym stopniu warunkują właściwości i rozkład temperatury i innych elementów meteorologicznych wzdłuż powierzchni ziemi. Dlatego przy braku ruchów poziomych powietrza można zaobserwować w różnych punktach, nawet nieznacznie odległych, różne temperatury. Tylko przy wietrze i pochmurnej pogodzie można uważać, że przyziemna temperatura powietrza będzie jednakowa na stosunkowo dużej powierzchni.

Obecność mas powietrza o różnych temperaturach i ich przemieszczanie się wzdłuż powierzchni ziemi powodują zwykle gwałtowne zmiany temperatury w tych rejonach, do których przesuwane są te masy powietrza.

P i o n o w y r o z k ł a d t e m p e r a t u r y
p o w i e t r z a . Liczne pomiary temperatury na różnych wysokościach wskazują, że w granicach troposfery /od 0 do 10-12 km/ temperatura w miarę wzrostu wysokości obniża się. Zasadniczą przyczyną obniżania temperatury ze wzrostem wysokości jest zwiększanie się odległości od źródła promieniowania - powierzchni ziemskiej i adiabatyczne ochładzanie się mas powietrza przy ich wymuszonym podnoszeniu się do góry.

Adiabatycznym ochładzaniem się lub nagrzewaniem nazywamy proces, który zachodzi bez oddawania lub pobierania ciepła z zewnątrz, lecz jedynie na skutek rozszerzenia lub sprężania. Przy wznoszeniu się pewnej objętości powietrza, wskutek obniżania się ciśnienia atmosferycznego, będzie następować rozszerzanie wznoszącego się powietrza, a więc i ochładzanie się, ponieważ na proces rozszerzania zużytkowana zostaje pewna ilość ciepła. I odwrotnie - przy ruchu powietrza w dół następować będzie sprężanie i wzrost temperatury. Dla suchego powietrza adiabatyczne ochładzanie albo nagrzewanie wynosi 1° na 100 m wysokości. Ponieważ w troposferze zawsze znajduje się w powietrzu pewna ilość pary wodnej, to proces ochładzania przy wznoszeniu przebiega wolniej niż o 1° na 100 m. Wyjaśnić to można tym, że w czasie ochładzania się powietrza zawarta w nim para przechodzi ze stanu gazowego w stan ciekły, tzn. kondensuje się i przy tym wydziela się ciepło, które zmniejsza ochładzanie powietrza.

Wielkość spadku temperatury przypadająca na 100 m wzrostu wysokości nazywamy pionowym gradientem temperatur ∇G . Dla troposfery, przy średniej wilgotności powietrza, $G_{sr} = 0,6^{\circ}$. W warstwie do 1-1,5 km $G_{sr} = 0,3-0,4^{\circ}$, w warstwie od 1,5 do 5-6 km $G_{sr} = 0,5-0,6^{\circ}$; w warstwie 6-9 km $G_{sr} = 0,65-0,75^{\circ}$; w warstwie od 9 do 12 km $G_{sr} = 0,5-0,2^{\circ}$. W warstwie przyziemnej do 1-2 m gradienty temperatury mogą być bardzo duże i sięgać $3-4^{\circ}$ na 1 m.

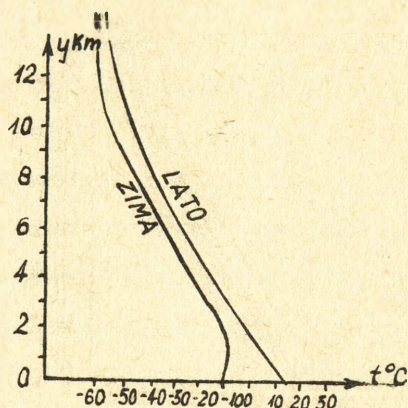
Wielkości pionowego gradienta temperatury dla określonego punktu na ziemi nie są stałe i zależą od stanu pogody, pory roku i doby oraz od wysokości nad powierzchnią ziemi.

Zjawisko podwyższenia się temperatury ze wzrostem wysokości nazywamy *inwersją* $\nabla G < 0$. Zjawisko niezmienniania się temperatury w określonej warstwie atmosfery nazywamy *izotermią* $\nabla G = 0$.

Inwersje przyziemne występują najczęściej w nocy sięgając niekiedy nawet 100-200 m nad powierzchnią ziemi oraz w zimie i na wiosnę podczas tajania śniegu.

Inwersje w wyższych warstwach powstają w wyniku przechodzenia frontów atmosferycznych, a także w warstwach atmosfery o większej prędkości wiatru. Szybko przesuwane się masy powietrza zasysają jak gdyby powietrze z przyległych wyższych i niższych warstw. Przy tym obniżające się powietrze adiabatycznie nagrzewa się, a wznoszące się powietrze - ochładza. Następuje więc zetknięcie się ciepłego i zimnego powietrza w środku warstwy i w ten sposób powstaje inwersja.

Zjawiska inwersji i izotermii występują najczęściej w troposferze do wysokości 1-2 km, a także w tropopauzie /9-12 km/ i w dowolnej warstwie stratosfery.



Rys.3. Średni wysokościowy rozkład temperatury nad Europą.

Jednak spadek temperatury przedłuża się do wysokości 17 km a nad umiarkowanymi szerokościami tylko do 10 km. W wyniku tego nad równikiem tropopauza zaczyna się od 17 km, a nad średnimi szerokościami od 10-12 km.

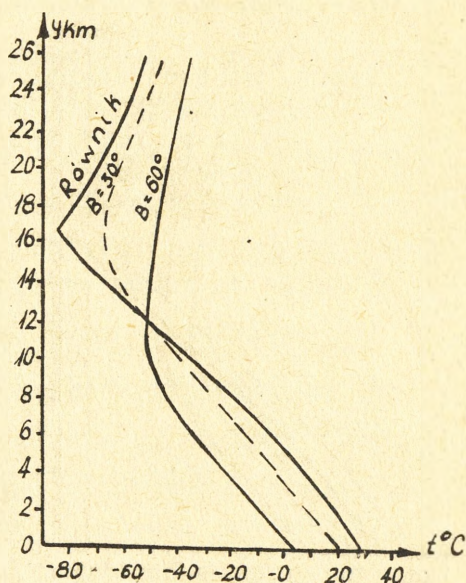
W stratosferze temperatura powietrza do wysokości 30-35 km zmienia się nieznacznie, a na większych wysokościach wzrasta.

Z m i a n a t e m p e - r a t u r y p o w i e t r z a w c z a s i e . Obserwacje zmian temperatury powietrza na różnych wysokościach wskazują na istnienie pewnych zmian okresowych czyli regularnych i zmian nieregularnych. Rozpatrzmy przede wszystkim dobowe okresowe zmiany temperatury powietrza na różnych wysokościach.

W zimie inwersje na tyle są częste, że znajdują odbicie w średnim rozkładzie temperatury do wysokości 1-1,5 km /rys.3/.

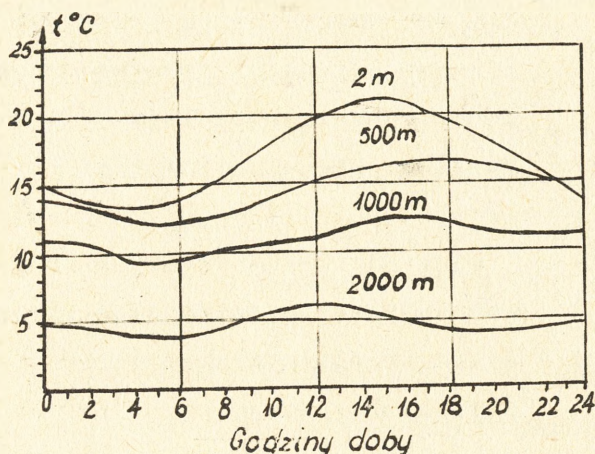
Zmianę temperatury w troposferze i stratosferze na różnych szerokościach charakteryzuje wykres rozkładu średnich temperatur /rys.4/.

Z rysunku tego wynika, że nad równikiem troposfera jest zasadniczo cieplejsza niż nad 60° szerokości płn.



Rys.4. Średni rozkład temperatury na różnych szerokościach.

Zmiany okresowe charakteryzuje się jak zwykle, amplitudą i fazą. Amplitudą wahań temperatury jest różnica pomiędzy najwyższą i najniższą jej wartością w przeciągu określonego czasu; fazą granicznych wartości jest czas zawarty pomiędzy maksymalną i minimalną temperaturą. Poniższy wykres przedstawia średnie dobowe wahania temperatury na różnych wysokościach w okresie letnim przy bezchmurnej pogodzie nad środkową Europą.



Rys.5. Dobowe wahania temperatury na różnych wysokościach /latem przy bezchmurnej pogodzie/.

Z wykresu wynika, że największe wahania temperatury w ciągu doby występują w warstwie przyziemnej na wysokości 2 m. Na tej wysokości dobowe maksimum przypada na godzinę 14-15 czasu miejscowego /zimą 13-14 godzina/, a dobowe minimum przypada nad ranem, przed wschodem słońca.

Amplituda wahań ze wzrostem wysokości szybko maleje; wahania te praktycznie zanikają na wysokości 1500-2000 m w lecie i 500 m w zimie.

Ponadto ze wzrostem wysokości występuje przesunięcie wahań w fazie, tj. opóźnianie czasu występowania maksimum i minimum. Wyjaśnia się to mechanizmem przekazywania ciepła powietrza przez powierzchnię ziemską.

Dobowe wahania temperatury w środkowej i górnej warstwie troposfery zależą przede wszystkim od promiennego przypływu ciepła /promieni słonecznych/ i dlatego wahania te w troposferze powyżej 2 km nie są przesunięte w fazie w stosunku do przyziemnych. W swobodnej atmosferze te wahania dobowe są niewielkie: zimą 1-2^o, a latem 3-4^o. Bardziej znaczne są nieokresowe wahania temperatury, związane przeważnie z przepływem ciepłych lub zimnych mas powietrza /frontów atmosferycznych/.

Na dobowe okresowe zmiany temperatury powietrza wpływają następujące zasadnicze czynniki: szerokość geograficzna, pora roku, charakter ukształtowania terenu, charakter gruntu, wiatr, zachmurzenie, wilgotność powietrza i opady.

Na większych szerokościach amplituda wahań jest mniejsza, mniejsze są również wahania nad oceanami niż nad lądami, nad dolinami niż nad górami itd.

Roczne wahania temperatury, zależne przede wszystkim od rocznych zmian dopływu ciepła od słońca, zmieniają się wraz ze zmianą szerokości. Przy wzroście szerokości wzrastają i wahania. Wzrastają one również w miarę oddalania się od mórz i oceanów w głąb lądów. W umiarkowanych szerokościach geograficznych amplituda rocznych wahań temperatury powietrza w głębi lądów sięga 40-60°, a w **niektórych** rejonach i więcej. Amplituda rocznych wahań temperatury w troposferze początkowo maleje, a następnie znowu wzrasta i dopiero na pograniczu troposfery i stratosfery następuje nieznaczne jej malenie. W **dolnej** warstwie stratosfery roczna amplituda wynosi około 10°.

Dla meteorologicznego przygotowania strzelania największe znaczenie mają dobowe /godzinowe/ nieperiodyczne zmiany temperatury. Poznanie mechanizmu powstawania chwilowych /szybkich/ zmian temperatury /obok zmian w przestrzeni/ jest bardzo ważnym zagadnieniem dla artylerii. Zmiany te wspólnie z innymi czynnikami w ostatecznym rezultacie określają niezbędną częstość i wysokość sondowania atmosfery, ciągłość przekazywania komunikatów meteorologicznych, ich dokładność, promień ważności komunikatów, gęstość rozmieszczenia stacji meteorologicznych oraz całą organizację meteorologicznego zabezpieczenia działań bojowych.

Zasadniczą przyczyną powstawania szybkich oraz dobowych nieokresowych zmian temperatury są napływy nowych mas powietrza, jako wynik ogólnej cyrkulacji atmosfery i związane z tym zmiany warunków pogody w danym rejonie. Tak np. napływ mas arktycznego powietrza w nasze rejony wywołuje gwałtowne oziębienie się, a napływ tropikalnych mas powietrza - ocieplenie.

Przyczynami gwałtownych zmian temperatury mogą też być lokalne zmiany pogody /powstanie lub zanik chmur/. W większości wypadków ustalenie jakiegokolwiek prawidłowości zjawisk, wywołujących nieokresowe wahania temperatury jest niezwykle trudne, ponieważ procesy cyrkulacji atmosferycznej są bardzo złożone i dynamiczne oraz niedostatecznie jeszcze zbadane.

Z tego co zostało powiedziane wyżej, można wyciągnąć następujące wnioski:

1. Temperatura powietrza w dolnych warstwach atmosfery zależy przede wszystkim od temperatury powierzchni ziemi i uwarunkowana jest szerokością geograficzną, charakterem i ukształtowaniem terenu oraz warunkami pogody.
2. Temperatura powietrza w miarę upływu czasu i wzrostu oddalenia wzdłuż powierzchni ziemi zmienia się z reguły nieregularnie. Szczególnie gwałtowne zmiany występować mogą w wyniku przechodzenia frontów atmosferycznych.
3. Zmiany temperatury powietrza przy zmianach wysokości są również nieregularne. W celu uwzględnienia temperatury powietrza podczas strzelania koniecznym jest przeprowadzać sondowanie atmosfery w każdym konkretnym wypadku. Terminy sondowania powinny w miarę możliwości odpowiadać okresom strzelania, a punkty sondowania powinny być w pobliżu stanowisk startowych /ogniowych/.

10. Ciśnienie atmosferyczne

Pod pojęciem ciśnienie atmosferyczne /p/ na określonej wysokości rozumie się działanie masy powietrza atmosferycznego na jednostkę powierzchni, wywołane siłą ciężkości.

W praktyce ciśnienie atmosferyczne określa się wysokością słupka rtęci /h/ wyrażoną w milimetrach /mm Hg/, ciężar którego odpowiada ciężarowi słupa powietrza o przekroju poprzecznym 1 cm^2 i wysokości od danego poziomu do górnej granicy atmosfery.

Za normalne ciśnienie atmosferyczne przyjęto umownie w fizyce ciśnienie odpowiadające ciężarowi słupa rtęci o wysokości 760 mm i podstawie 1 cm^2 przy temperaturze 0°C na poziomie morza, na szerokości 45 stopni, gdzie przyspieszenie siły ciężkości $g=980,6 \text{ cm}/\text{sek}^2$.

Przyjmując gęstość / ρ / rtęci $\rho = 13,596 \text{ g}/\text{cm}^3$ przy temperaturze 0°C dla siły p_0 , odpowiadającej normalnemu ciśnieniu $h_0 = 760 \text{ mm Hg}$, otrzymamy że siła ciśnienia na powierzchni 1 cm^2 wynosi

$$p_0 = 76 \text{ cm} \cdot 13,596 \text{ g}/\text{cm}^3 \cdot 980,6 \text{ cm}/\text{sek}^2 = 1013250 \text{ dyn}^x/ \text{ na } 1 \text{ cm}^2.$$

Odpowiada to masie $10332,96 \text{ kg}/\text{m}^2$.

W systemie CGS /cm - g - sek/ za jednostkę ciśnienia przyjęto $1 \text{ dyn}/\text{cm}^2$. Ponieważ jest to jednostka bardzo mała, ^{W praktyce} wprowadzono jednostkę milion razy większą zwaną "b a r e m" /b/.

x/ Dyna jest to siła, która masie 1 g nadaje przyspieszenie równe

$$1 \text{ cm}/\text{sek}^2 \quad 1 \text{ dyna} = 1 \frac{\text{g} \cdot \text{cm}}{\text{sek}^2} .$$

to jest 10^6 dyn/cm², a jako jednostkę zasadniczą przyjmuje się
1 mb /milibar/ = 1000 dyn/cm² = 10^{-3} b.

Pomiędzy tymi jednostkami istnieje następujący związek:

1 mm Hg = 1,333 lub $4/3$ mb;

1 mb = 0,75 lub $3/4$ mm Hg.

Do dokładnego przeliczania jednych jednostek na drugie służą specjalne tablice.^{x/}

W artylerii za normalne /tabelaryczne/ przyziemne ciśnienie atmosferyczne $/h_{NO}/$ umownie przyjęto ciśnienie 750 mm Hg = 1000 mb.

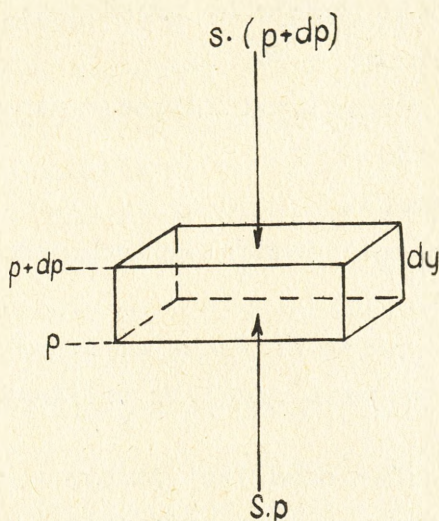
Ciśnienie atmosferyczne jest jednym z najbardziej ważnych elementów meteorologicznych. Zmiana ciśnienia w przestrzeni i w czasie jest ściśle związana z rozwojem zasadniczych procesów atmosferycznych. Nierównomierność ciśnienia w płaszczyznach poziomych /na określonych wysokościach/ jest bezpośrednią przyczyną powstawania przepływów powietrza /wiatru/. Zmiana ciśnienia w czasie jest odbiciem właściwości rozwoju pogody.

P i o n o w y r o z k ł a d c i ś n i e n i a a t -
m o s f e r y c z n e g o . Ciśnienie atmosferyczne w dowolnym punkcie uwarunkowane jest ciężarem wyżej położonego powietrza, dlatego ze wzrostem wysokości ciśnienie obniża się. Spadek ciśnienia w miarę wzrostu wysokości odbywa się według określonej prawidłowości i może być obliczony za pomocą tzw. wzorów barometrycznych. Jednakże to zmniejszanie się ciśnienia zależy od charakteru pionowego rozkładu gęstości powietrza, tzn. od zmiany ciężaru jednostki objętości powietrza przy zmianie wysokości. Ta gęstość powietrza, jak zobaczymy dalej, zależy z kolei od ciśnienia, temperatury i wilgotności powietrza.

Wyprowadźmy praktyczny wzór barometryczny. W tym celu wydzielimy w atmosferze słup powietrza o podstawie "S" i wysokości nie skończenie małej "dy" /rys.6/. Ciśnienie atmosferyczne na poziomie dolnej podstawy tego słupka oznaczmy przez "p", a na poziomie górnej krawędzi - przez "p-dp". Siła ciśnienia, działająca na dolną podstawę skierowana jest pionowo w górę, i pod względem wielkości jest równa $s p / s . p /$, a siła działająca na górną podstawę skierowana jest pionowo w dół i pod względem wielkości równa jest $s . / p - dp /$.

x/ Instrukcja artylerii - Artyleryjska służba meteorologiczna.

Wyd.1958, zał. nr 19.



Rys.6.

W warunkach pionowej równowagi atmosfery otaczającej wydzielony słupek powietrza różnica sił ciśnienia, działających na dolną i górną podstawę równa

$$sp - s \cdot (p + dp) = -sdp,$$

powinna być skierowana pionowo ku górze $(p > p + dp)$ i równoważyć powinna ciężar tego słupka powietrza

$$-sdp = \rho s dy$$

albo
$$-dp = \rho dy$$

gdzie: ρ - gęstość powietrza.

Zamieniając gęstość wyrażeniem równania stanu atmosfery

$$\rho = \frac{p}{RT} \quad \text{x/}, \text{ otrzymamy}$$

$$-dp = -\frac{p}{RT} dy$$

Rozdzielając zmienne i całkując to wyrażenie w przedziale od poziomu y_1 , gdzie $p = p_1$ do poziomu y_2 , na którym $p = p_2$ - otrzymamy:

$$\int_{p_1}^{p_2} \frac{dp}{p} = - \int_{y_1}^{y_2} \frac{dy}{RT}$$

$$\ln p_2 - \ln p_1 = -\frac{1}{R} \int_{y_1}^{y_2} \frac{dy}{T}$$

x/ Patrz zagadnienie 7. Skład i zasadnicze właściwości atmosfery.

$$\ln \frac{p_2}{p_1} = - \frac{1}{R} \int_{y_1}^{y_2} \frac{dy}{T}$$

$$\frac{p_2}{p_1} = e^{- \frac{1}{R} \int_{y_1}^{y_2} \frac{dy}{T}}$$

czyli

$$p_2 = p_1 \cdot e^{- \frac{1}{R} \int_{y_1}^{y_2} \frac{dy}{T}}$$

Ostatnie wyrażenie jest właśnie wzorem barometrycznym w postaci ogólnej. We wzorze tym wartość T jest zmienna i zależy od wysokości y .

Przechodząc do ciśnienia, wyrażonego w milimetrach słupka rtęci lub w milibarach /h/, wzór barometryczny w warstwie od powierzchni ziemi do wysokości y można zapisać jako

$$h = h_0 \cdot e^{- \frac{1}{R} \int_0^y \frac{dy}{T}}$$

Dla potrzeb artylerii wzór barometryczny wykorzystuje się do rozwiązywania dwóch zadań:

1. Określanie ciśnienia atmosferycznego na określonej wysokości na podstawie znanego ciśnienia przyziemnego oraz wysokościowego rozkładu temperatury powietrza.
2. Określanie wysokości /przewyższeń/ na podstawie znanego ciśnienia i temperatury na tych wysokościach.

Rozwiązując pierwszy rodzaj zadania, dzieli się atmosferę /o określonej wysokości "y"/ na "n" warstw o dowolnej grubości^{x/}. W tym wypadku wzór dla ciśnienia /na określonej wysokości/ można zapisać

$$h = h_0 \cdot e^{- \frac{1}{R} \sum_{i=1}^{i=n} \int_{y_{i-1}}^{y_i} \frac{dy}{T}}$$

x/ Grubości warstw celowo jest wyznaczać z uwzględnieniem charakteru wysokościowego rozkładu temperatury.

Przy liniowym wysokościowym rozkładzie temperatury w warstwach można T , w granicach każdej warstwy, wynieść przed znak całki jako średnią wartość T_i

$$h = h_0 \cdot e^{-\frac{1}{R} \sum_{i=1}^n \frac{\Delta y_i}{T_i}}$$

gdzie: - $\Delta y_i = y_i - y_{i-1}$ grubość i -tej warstwy ;

- T_i - średnia temperatura powietrza w i -tej warstwie.

Wykorzystując tablicę wartości funkcji e^{-x} , według powyższego wzoru można stosunkowo łatwo i dostatecznie dokładnie obliczyć ciśnienie na ustalonej wysokości y . W tym celu należy tylko znać przyziemne ciśnienie atmosferyczne i średnią temperaturę powietrza w każdej warstwie.

W celu określenia wysokości /przewyższenia/ na podstawie ciśnienia i temperatury na tej wysokości /drugie zadanie/, atmosferę również dzieli się na "n" warstw.

W tym celu równanie

$$p_2 = p_1 \cdot e^{-\frac{1}{R} \int_{y_1}^{y_2} \frac{dy}{T}}$$

przedstawimy w postaci

$$\ln \frac{p_1}{p_2} = -\frac{y_2 - y_1}{RT_{\text{śr}}}$$

gdzie $T_{\text{śr}}$ - średnia bezwzględna temperatura w warstwie $y_2 - y_1$.

x/

$$\ln p_2 - \ln p_1 = -\frac{1}{RT_{\text{śr}}} \int_{y_1}^{y_2} dy$$

$$\ln p_1 - \ln p_2 = \frac{1}{RT_{\text{śr}}} /y_2 - y_1/$$

$$\ln \frac{p_1}{p_2} = \frac{y_2 - y_1}{RT_{\text{śr}}}$$

Wyrażając w tym wzorze ciśnienie w milibarach /h mb/ i podstawiając wartość $\mu R = 29,27 \frac{\text{m}}{\text{stop.}}$ x/ otrzymamy, że

$$y_2 - y_1 = 29,27 T_{\text{sr}} \cdot \ln \frac{h_1}{h_2}.$$

Przyjmując, że $T_{\text{sr}} = 273 + t_{\text{sr}} = 273 / 1 + \alpha t_{\text{sr}} /$,

oraz, że $\ln \frac{h_1}{h_2} = 2,3 \lg \frac{h_1}{h_2}$

otrzymamy

$$y_2 - y_1 = 18400 / 1 + \alpha t_{\text{sr}} / \lg \frac{h_1}{h_2},$$

albo

$$y_2 - y_1 = 18400 \lg \frac{h_1}{h_2} + 18400 \frac{t_{\text{sr}}}{273} \lg \frac{h_1}{h_2}.$$

Jeżeli $t_{\text{sr}} = 0$, to

$$(y_2 - y_1)_{t=0} = 18400 \lg \frac{h_1}{h_2}$$

Oznacza to, że pierwszy składnik sumy w przedostatnim wzorze wyraża grubość warstwy $y_2 - y_1$, na granicach której istnieje ciśnienie odpowiednio h_1 i h_2 , a średnia temperatura w tej warstwie jest równa 0°C .

Podstawiając do ostatniego wzoru $y_1 = 0$, $y_2 = y$, $h_1 = h_0 = 1000$ mb oraz $h_2 = h$ można opracować tablice zależności wysokości y od ciśnienia h na tej wysokości /dla $t_{\text{sr}} = 0^\circ\text{C}$ /. Takie tablice nazywają się **h i p s o m e t r y c z n y m i** lub **b a r o m e t r y c z n y m i** xx/ i obliczane są według wzoru

$$y = 18400 \lg \frac{1000}{h}.$$

Wykorzystując przedstawiony wzór możemy napisać równanie ogólne /gdy $t_{\text{sr}} \neq 0$ /

$$y_2 - y_1 = (y_2 - y_1)_{t_{\text{sr}}=0} + \frac{(y_2 - y_1)_{t=0}}{273} \cdot t_{\text{sr}}$$

x/ Patrz zagadnienie 7. Gęstość powietrza.

xx/ Instrukcja artylerii. Artyleryjska służba meteorologiczna. Wyd. 1958 r. Zał. nr 21.

Z wyrażenia powyższego wynika, że drugi składnik sumy jest poprawką grubości warstwy $/y_2 - y_1/_{t=0}$ na średnią temperaturę powietrza w tej warstwie $t_{sr} \neq 0$.

W celu określenia poprawek grubości warstwy na średnią temperaturę powietrza w warstwie istnieje specjalny wykres^{x/} obliczony według wzoru

$$\delta y_t = \frac{y_2 - y_1/_{t=0}}{273} \cdot t_{sr}$$

Ostateczny praktyczny wzór do określania wysokości /przewyższenia/ według ciśnień i średniej temperatury można zapisać

$$y_2 - y_1 = /y_2 - y_1/_{t=0} + \delta y_t.$$

Do określania małych przewyższeń /do 1 km/ można też stosować uproszczony wzór barometryczny

$$y_2 - y_1 = 8000 \frac{h_1 - h_2}{h_{sr}} /1 + \alpha t_{sr}/.$$

Błędy wyliczenia powyższym wzorem nie przekraczają 1 % grubości warstwy /przewyższenia/.

Wyprowadzone wzory, jak potwierdza praktyka, można stosować nie tylko podczas statycznej równowagi atmosfery, lecz również i podczas istnienia pionowych i poziomych ruchów powietrza /w realnych warunkach/.

S t o p i e ń b a r o m e t r y c z n y . W celu określenia przewyższenia jednych punktów nad drugimi oraz w celu przeliczenia ciśnienia dla określonej wysokości, według ciśnienia zmierzonego na innej wysokości, szeroko wykorzystuje się w wojskach rakietowych i artylerii tzw. stopień barometryczny.

Stopniem barometrycznym /B/ nazywamy zmianę wysokości w metrach, odpowiadającą zmianie ciśnienia o 1 mm Hg /lub 1 mb/. Wielkość stopnia barometrycznego zależy od temperatury i ciśnienia i wylicza się według uproszczonego wzoru barometrycznego, który w tym wypadku ma postać

$$B = \frac{8000}{h} /1 + \alpha t_v/$$

x/ I.A. Artyleryjska służba meteorologiczna. Wyd.1958 r. zał. nr 22.

gdzie: h - ciśnienie w mm Hg lub w mb;

α - objętościowy współczynnik rozszerzalności gazów równy $1/273 = 0,00366$;

t_v - wirtualna temperatura powietrza w stopniach.

Z przytoczonego wzoru wynika, że wartości stopni barometrycznych wzrastają w miarę obniżenia się ciśnienia, czyli ze wzrostem wysokości; i tak o ile na powierzchni ziemi średnio $B = 8$ m/mb, to na wysokości 5 km $B = 15$ m/mb, a na wysokości 20 km $B = 115$ m/mb.

W praktyce artyleryjskiej najczęściej oblicza się nie przewyższenie na podstawie dwóch ciśnień, lecz różnicę ciśnień na podstawie przewyższenia i ciśnienia na jednej z wysokości. To znaczy sprowadza się ciśnienie atmosferyczne z jednego poziomu do drugiego /z poziomu SM do poziomu SS lub SO/.

Do rozwiązywania tego rodzaju zadań stosuje się tzw. odwrócony stopień barometryczny /sb/x/, mówiący o ile zmieni się ciśnienie przy zmianie wysokości o 1 metr.

$$sb = \frac{h_1 /m/}{8000 \sqrt{1 + 0,004 t_v}}$$

gdzie: $h_1 /m/$ - ciśnienie zmierzone na jednej z wysokości /na SM/;

$$0,004 t_v = \frac{1}{273} t_v = \alpha t_v$$

t_v - temperatura wirtualna powietrza.

Ciśnienie na określonej wysokości będzie więc równe

$$h_2 = h_1 + sb /y_1 - y_2/$$

lub
$$h = h_m + sb /Z_m - Z_B/$$

gdzie: h - ciśnienie sprowadzone do poziomu baterii;

h_m - ciśnienie zmierzone na poziomie SM;

$Z_m /Z_B/$ - wysokość SM /baterii/ nad poziomem morza.

Przy niedużych przewyższeniach w artylerii naziemnej i rakietach taktycznych stosuje się uproszczony stały stopień barometryczny $sb = 1$ mm Hg/10 m.

Dla rakiet operacyjno-taktycznych stosuje się z reguły dokładne stopnie barometryczne ze względu na duży wpływ odchyłki ciśnienia na donośność strzelania.

x/ Wartości sb dla różnych h i różnych t_v obliczone zawczasu zawarte są w tabelach strzelniczych ROT.

Z m i a n a c i ś n i e n i a w z d ł u ż p o -
w i e r z c h n i z i e m i . Przestrzenny rozkład ciśnienia at-
mosferycznego charakteryzuje się barycznym polem atmosfery. Powierz-
chnie o jednakowym ciśnieniu noszą nazwę powierzchni izobarycznych.
Linie przecięcia tych powierzchni z płaszczyznami poziomymi nazywają
się izobarami. W taki sposób izobary są to linie łączące na mapach
punkty o jednakowym ciśnieniu na określonym poziomie, np. na poziomie
morza. Gęstość izobar charakteryzuje stopień zmiany ciśnienia w płasz-
czyźnie poziomej: im mniejsze są odległości pomiędzy izobarami, tym
bardziej zmienia się ciśnienie.

W celu charakteryzowania zmiany ciśnienia w płaszczyźnie
poziomej stosuje się tzw. poziomy gradient ciśnienia.

Poziomym gradientem ciśnienia $/G_h/$ nazywamy wielkość zmia-
ny ciśnienia wzdłuż normalnej do izobar, przypadającą na jednostkę
odległości. Za jednostkę odległości przyjmuje się zwykle długość jed-
nego stopnia szerokości geograficznej $/111 \text{ km}/$.

Najczęściej obserwowane gradienty ciśnienia wynoszą $1 \text{ mb}/111$
 km , tzn. ciśnienie wzdłuż powierzchni ziemi zmienia się nieznacznie
i tylko przy gwałtownych zmianach pogody, związanych z przechodzeniem
cyklonów, antycyklonów i frontów atmosferycznych^{x/}; zmiany te mogą
sięgać $5-6 \text{ mb}/100 \text{ km}$ /największa zmiana zanotowana w Europie wynosiła
 $9 \text{ mb}/32,2 \text{ km}/$.

Ogólnie rozkład ciśnienia wzdłuż powierzchni ziemi charak-
teryzuje się kolejnymi strefami wysokiego i niskiego ciśnienia.
W styczniu np. wzdłuż równika występuje pas niskiego ciśnienia, a na
szerokościach $30-35$ stopni - pas podwyższonego ciśnienia; obszar mak-
symalnego ciśnienia zalega nad kontynentem azjatyckim $/1040 \text{ mb}/$ i jed-
nocześnie duży niż w rejonie na pld zach od ISLANDII i na pld od
ALASKI $/995-1000 \text{ mb}/$.

W lipcu np. w rejonie równika niż zachowuje się, natomiast
ISLANDZKI niż jest ledwie dostrzegalny, a ALASKI zupełnie znika;
w AZJI na miejscu zimowego wyżu pojawia się niż barometryczny
 $/995-1000 \text{ mb}/$.

x/ Cyklonem nazywa się obszar niskiego ciśnienia, ograniczony zamknię-
tymi izobarami, a antycyklonem - obszar podwyższonego ciśnienia.
Najmniejsze i odpowiednio największe ciśnienia panują w środku tych
obszarów. Wewnątrz cyklonów masy powietrza są zwykle niestabe,
a wewnątrz antycyklona - odwrotnie. Front atmosferyczny jest to po-
wierzchnia /warstwa przejściowa/ dzieląca dwie różniące się właści-
wościami masy powietrza. Cechą charakterystyczną frontów są gwał-
towne zmiany wartości zasadniczych elementów meteorologicznych.

Najbardziej skrajne ciśnienia /sprowadzone do poziomu morza/ wynoszą 920 mb w cyklonie zwrotnikowym i 1070 mb w antycyklonie syberyjskim.

Większość obszarów podwyższonego ciśnienia pokrywa się z obszarami względnie niskich temperatur, a obniżonego ciśnienia z obszarami stosunkowo wysokich temperatur. U podstaw powstawania tych obszarów barycznych leży czynnik temperaturowy wywołany nierównomiernym nagrzewaniem się lądów i oceanów.

Układy baryczne wywierają duży wpływ na ruch powietrza, warunki pogody a nawet na klimat.

Duży wpływ na procesy atmosferyczne ma nie tylko charakter rozkładu ciśnienia przyziemnego, ale i rozkład ciśnienia w warstwach wyższych. Poziomy rozkład ciśnienia na pewnych wysokościach różni się od rozkładu ciśnienia przyziemnego. Właściwości rozkładu przyziemnego ciśnienia, wywołane niejednorodnością powierzchni ziemskiej, w miarę wzrostu wysokości stopniowo zanikają i izobary przyjmują układ równoleżnikowy. Na wysokościach ponad 4 km największe ciśnienie panuje nad równikiem; w miarę wzrostu szerokości geograficznej ciśnienie obniża się i nad obszarami polarnymi osiąga minimum.

Z m i a n a c i ś n i e n i a w w c z a s i e . W miarę upływu czasu występują zarówno okresowe jak i nieokresowe zmiany ciśnienia.

Regularne dobowe wahania ciśnienia są niewielkie: amplituda tych wahań w strefie tropikalnej wynosi 3-4 mb, a w strefie umiarkowanej 1 mb. Te regularne wahania nie mają większego znaczenia praktycznego, większe znaczenie mają natomiast wahania nieregularne. Przyczyną tych nieregularnych zmian ciśnienia są ogólne procesy dynamiki i cyrkulacji atmosfery, a zwłaszcza przechodzenie frontów atmosferycznych.

Srednie międzydobowe nieregularne wahania ciśnienia wynoszą dla Europy Południowej około 3 mb, a dla Europy Wschodniej 5-7 mb. Nieregularne zmiany ciśnienia mogą wynosić nawet 10-15 mb, a niekiedy ciśnienie może być stałe w przeciągu nawet kilku dni.

Z tego, co powiedziane zostało na temat ciśnienia atmosferycznego, można wyciągnąć następujące wnioski:

1. Przyziemne ciśnienie atmosferyczne zmienia się nieznacznie/oprócz wypadków przechodzenia frontów atmosferycznych/.

2. Zmiana ciśnienia atmosferycznego w zależności od wysokości odbywa się według określonej prawidłowości i dlatego nie ma potrzeby dokonywania specjalnych sondowań barometrycznych. Ciśnienie na określonych wysokościach można określić drogą wyliczeń /znając przyziemne ciśnienie i pionowy rozkład temperatury powietrza/.
3. Poprawkę na odchyłkę ciśnienia atmosferycznego od tabelarycznego, podczas przygotowania danych do strzelania, można obliczać na podstawie przyziemnej odchyłki ciśnienia. Wynika to z ogólnej prawidłowości zmiany ciśnienia w zależności od zmiany wysokości.

11. Wilgotność powietrza

Woda w atmosferze może się znajdować w trzech stanach skupienia: stałym /śnieg, grad, kryształki lodowe w chmurach/, ciekłym /deszcz, mgła, krople wody w chmurach/ i gazowym /para wodna/. Zawartość pary wodnej w powietrzu nazywa się wilgotnością powietrza.

W dolnych warstwach atmosfery zawsze znajduje się pewna ilość pary wodnej /choć jest ona niewidoczna/. Para wodna przedostaje się do atmosfery na skutek parowania mórz i oceanów, zajmujących około trzy czwarte powierzchni kuli ziemskiej, a także jezior, rzek i zwilżonej opadami powierzchni ziemi.

Para wodna w określonych warunkach przechodzi w stan ciekły /kondensuje się/ lub stały /sublimuje się/. Kondensacja pary może zachodzić na powierzchni ziemi oraz na różnych wysokościach nad ziemią. W wyniku kondensacji pary wodnej na powierzchni ziemi powstaje rosa, szron, a kondensacja na różnych wysokościach daje mgły i chmury. Z powstałych w atmosferze chmur powstają opady /deszcz, śnieg, grad/ i w ten sposób zamyka się cykl krążenia wilgotności w atmosferze.

W celu charakteryzowania zawartości pary wodnej w powietrzu zwykle posługujemy się następującymi pojęciami: wilgotność bezwzględna /absolutna/, prężność pary wodnej i wilgotność względna.

W i l g o t n o ś ć b e z w z g l ę d n a /a/ jest to ilość pary wodnej /w gramach/ zawarta w 1 m³ powietrza.

P r ę ż n o ś ć p a r y w o d n e j /e/ jest to ciśnienie samej pary wodnej, zawartej w wilgotnym powietrzu, wyrażone w mm Hg lub w mb.

Pomiędzy bezwzględną wilgotnością a prężnością pary wodnej istnieje następująca współzależność

$$e = \frac{1,06}{1 + \alpha t} \cdot e_s$$

gdzie współczynnik $\frac{1,06}{1 + \alpha t} = 1$ przy $t = -16,4^{\circ}\text{C}$; dlatego liczbowo "a" w g/m^3 mało różni się od "e" wyrażonego w mm Hg.

Maksymalna ilość pary wodnej w powietrzu nie jest stała lecz zależy od temperatury. Im wyższa jest temperatura powietrza, tym większa ilość pary wodnej może być w nim zawarta.

Maksymalna prężność pary wodnej zawartej w powietrzu przy określonej temperaturze nazywa się granicą nasycenia i oznacza się ją przez "E".

W i l g o t n o ś ć w z g l ę d n a /r/ wyraża stosunek prężności pary wodnej zawartej w powietrzu, do prężności pary nasyconego powietrza przy danej temperaturze. Stosunek ten wyraża się w procentach i oznacza się w artylerii literą "f".

$$f = \frac{e}{E} \cdot 100 \%$$

Wilgotność względna pokazuje stopień nasycenia powietrza parą wodną.

W meteorologii charakterystyki wilgotności określa się według specjalnych tablic psychometrycznych, na podstawie rezultatów pomiarów dokonywanych za pomocą psychrometrów i hygrometrów.

W artylerii wilgotności powietrza bezpośrednio się nie określa, lecz przyjmuje się i uwzględnia zawsze 50 % wilgotności względnej w postaci twz. temperatury wirtualnej /patrz w następnym zagadnieniu/.

Rozkład wilgotności wzdłuż powierzchni ziemi jest nieregularny /nawet w granicach niedużego obszaru/. Przyczyną tego jest to, że natężenie parowania w różnych punktach jest różne i zależy między innymi od temperatury parującej powierzchni, ilości wilgotności w powietrzu, prędkości wiatru, ciśnienia atmosferycznego, charakteru ukształtowania i pokrycia terenu i innych czynników.

Największa wilgotność występuje nad oceanami w strefie równikowej i na wybrzeżach mórz strefy tropikalnej, a najmniejsza - na pustyniach w głębi lądów.

Rozprzestrzenianie się pary wodnej w atmosferze odbywa się głównie na skutek przepływów i ruchów powietrza.

Prężność pary wodnej zawartej w powietrzu w miarę wzrostu wysokości szybko maleje i na wysokości 8-9 km jest około 100 razy mniejsza niż przy ziemi, a więc prężność pary wodnej obniża się znacznie szybciej niż ciśnienie atmosferyczne.

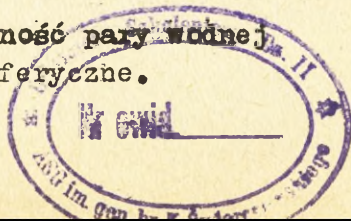


TABELA 3

Prężność pary wodnej E przy stanie nasycenia w zależności
od temperatury powietrza

t°C	-15	-10	-5	0	5	10	15	20	25	30	35	40
E /mm Hg/	1,2	1,9	3,0	4,6	6,5	9,2	12,8	17,5	23,8	31,8	42,2	55,3
E /mb/	1,6	2,5	4,0	6,1	8,7	12,3	17,0	23,4	31,7	42,4	56,2	73,8

Dobowe zmiany prężności pary wodnej są bardzo podobne do dobowych zmian temperatury powietrza. Amplituda wahań dobowych wilgotności powietrza jest nieduża: latem wynosi średnio 1-2 mm Hg, a w zimie wynosi zaledwie dziesiąte części mm Hg.

Dobowe zmiany względnej wilgotności są odwrotne do temperatury: w dzień wilgotność względna jest najmniejsza, a w nocy największa.

12. Gęstość powietrza

W artylerii za gęstość powietrza przyjmuje się ciężar jednego m³ powietrza wyrażony tj. ciężar właściwy powietrza w kg /ciężarowa gęstość/ i oznacza przez P /kg/ $P = \rho \cdot g$.

Od gęstości powietrza w dużym stopniu zależy siła oporu czołowego powietrza wpływająca na lot pocisków i rakiet.

W chwili obecnej brak jest przyrządów meteorologicznych do mierzenia gęstości powietrza i dlatego gęstość powietrza wylicza się na podstawie ciśnienia /z uwzględnieniem przyciągania ziemskiego/, temperatury i wilgotności powietrza w oparciu o równanie stanu atmosfery dla suchego powietrza.

$$\rho = \frac{p}{RT}$$

Ciśnienieⁿⁱ atmosferyczne^{nu} w normalnych warunkach $p_0 = 10332,96 \text{ kg/m}^2$ odpowiada $h_0 = 1013,25 \text{ mb}^x$, stąd wartość liczbowa p, wyrażona za pomocą h /mb/, jest równa

$$p = \frac{10332,96}{1013,25} \cdot h = 10,2 h.$$

Wobec tego równanie stanu suchego powietrza wyrażone przy pomocy h /mb/ będzie miało następującą postać

$$P = 10,2 \frac{h}{RT},$$

gdzie: P - gęstość /ciężarowa/ suchego powietrza w kg/m³;

h - ciśnienie atmosferyczne w mb;

R - właściwa stała gazowa dla normalnego składu suchego powietrza, wyliczona z równania stanu atmosfery na poziomie morza przy $h_0 = 760 \text{ mm Hg}$, $t_0 = 15^\circ\text{C}$ wynosi

$$R = \frac{p_0}{\rho \cdot T_0} = \frac{10332,3 \text{ kg/m}^2}{1,2255 \text{ kg/m}^3 \cdot /15 + 273/} = 29,2746 \frac{\text{m}}{\text{stop.}} \text{ /w jednostkach technicznych/}$$

x/ Patrz zagadnienie 8. "Ciśnienie atmosferyczne".

T - temperatura powietrza w skali bezwzględnej /°K/.

Wilgotne powietrze można przyjmować jako mieszaninę suchego powietrza i pary wodnej, a ciśnienie wilgotnego powietrza - jako sumę ciśnień samego suchego powietrza i samej pary wodnej

$$h = h_s + e$$

gdzie: h - ciśnienie wilgotnego powietrza;

h_s - ciśnienie suchego powietrza;

e - prężność /ciśnienie/ pary wodnej.

W rezultacie tego gęstość suchego powietrza / P_s / będzie wyrażać się jako:

$$P_s = 10,2 \frac{h_s}{RT} = 10,2 \frac{h-e}{RT},$$

a gęstość samej pary wodnej / P_p / jako

$$P_p = 10,2 \frac{e}{R_p T},$$

gdzie: R_p - właściwa stała gazowa dla pary wodnej równa 1,608 R.

Sumaryczna gęstość, czyli gęstość wilgotnego powietrza, będzie równa sumie gęstości

$$P = 10,2 \frac{h-e}{RT} + 10,2 \frac{e}{1,608 RT}$$

albo

$$P = 10,2 \frac{h - 0,378 e}{RT}$$

Doświadczalnie ustalono, że przy temperaturze 0°C i ciśnieniu atmosferycznym 1013,25 mb /760 mm Hg/, 1 m³ suchego powietrza waży 1,293 kg. Wielkość tę przyjęto w fizyce jako normalną gęstość powietrza.

W artylerii za normalną gęstość suchego powietrza przy powierzchni ziemi przyjęto $P_{NO} = 1,206 \text{ kg/m}^3$ przy ciśnieniu 1000 mb /750 mm Hg/, $t_{NO} = 15^\circ\text{C}$ / $T_{NO} = 288^\circ\text{K}$ / i $e_{NO} = 8,52 \text{ mb}$ /6,38 mm Hg/.

Z ostatniego wzoru wynika, że podwyższenie temperatury powietrza obniża jego gęstość, a zwiększenie ciśnienia - podwyższa gęstości oraz, że zwiększenie wilgotności obniża gęstość powietrza.

Wielkość wpływu każdego z trzech wymienionych elementów meteorologicznych na zmianę gęstości nie jest jednakowa. W oparciu o wspomniany wzór można napisać przybliżone wzory dla względnej zmiany gęstości powietrza w procentach przy zmianie:

- temperatury powietrza o Δt°

$$\frac{\Delta P_t}{P} = -\frac{\Delta t}{T} \cdot 100 \%$$

- ciśnienia o Δh mb

$$\frac{\Delta P_h}{P} = -\frac{\Delta h}{h} \cdot 100 \%$$

- względnej wilgotności o $\Delta f \%$

$$\frac{\Delta P_f}{P} = -\frac{0,378 E_t \Delta f}{h} \%$$

gdzie E_t - przedział nasycenia powietrza parą wodną przy określonej temperaturze $t^\circ\text{C}$.

I tak na przykład, odchyłki temperatury, ciśnienia i względnej wilgotności powietrza od przyziemnych wartości tabelarycznych /normalnych/ odpowiednio o 10°C , 10 mb i 10 % wywołują:

$$\frac{\Delta P_t}{P_{No}} = -3,47 \% ; \quad \frac{\Delta P_h}{P_{No}} = 1,00 \% \quad \text{i} \quad \frac{\Delta P_f}{P_{No}} = -0,06 \%$$

Jak więc wynika z przytoczonych cyfr, wpływ zmiany wilgotności powietrza na jego gęstość jest nieznaczny.

Dlatego podczas strzelania nie zajmujemy się zmianami wilgotności i przyjmuje się względną wilgotność zawsze średnią, tzn. 50 %. Zupewnie nie **uwzględniać** wpływu wilgotności na gęstość powietrza, zwłaszcza przy temperaturach dodatnich, nie można, ponieważ mogłoby to wywołać istotne błędy podczas strzelania.

Wpływ wilgotności na gęstość powietrza uwzględnia się przez odpowiednie równowartościowe zmienianie temperatury powietrza. W tym celu wzór

$$P = 10,2 \frac{h - 0,378 e}{RT}$$

odpowiednio przekształcimy

$$P = 10,2 \left[\frac{h - 0,378 e}{RT} \right] = 10,2 \left[\frac{h}{RT} \left(1 - 0,378 \frac{e}{h} \right) \right] =$$

$$= 10,2 \frac{h}{R \left(\frac{T}{1 - 0,378 \frac{e}{h}} \right)}$$

Współczynnik $\frac{T}{1 - 0,378 \frac{e}{h}}$ oznaczając przez T_v , otrzymamy

$$P = 10,2 \frac{h}{RT_v}$$

T_v przyjęto nazywać bezwzględną temperaturą wirtualną. Sens fizyczny temperatury wirtualnej można by określić w następujący sposób: temperatura wirtualna T_v jest to taka temperatura wyliczona, jaką miałoby suche powietrze o tej samej gęstości P i ciśnieniu h jak wilgotne powietrze o temperaturze T . Albo inaczej, temperaturą wirtualną nazywamy wyliczoną temperaturę suchego powietrza, przy której jego gęstość jest równa gęstości wilgotnego powietrza przy tym samym ciśnieniu.

W celu udogodnienia obliczeń wirtualnej temperatury

wzór $T_v = \frac{T}{1 - 0,378 \frac{e}{h}}$ nieco przekształcimy.

Mnożąc licznik i mianownik prawej strony równania przez $/1 + 0,378 \frac{e}{h}/$, otrzymamy

$$T_v = \frac{T \left(1 + 0,378 \frac{e}{h} \right)}{1 - \left(0,378 \frac{e}{h} \right)^2}$$

Ponieważ $e \ll h$, to $\left(0,378 \frac{e}{h} \right)^2$ dąży do zera, a wobec tego można

przyjąć, że $T_v = T \left(1 + 0,378 \frac{e}{h} \right)$,

albo $T_v = T + 0,378 \frac{e}{h} T$.

Przechodząc do temperatury wyrażonej według skali Celsjusza, tzn. odejmując od lewej i prawej strony równania 273° , otrzymamy

$$t_v = t + 0,378 \frac{e}{h} T$$

albo

$$t_v = t + \Delta T_v$$

gdzie t_v - wirtualna temperatura powietrza w $^\circ\text{C}$;

$\Delta T_v = 0,378 \frac{e}{h} T$ - wirtualna poprawka temperatury na wil-

gotność powietrza /w artylerii $e = 0,5 \text{ E/}$.

Ze wzoru wynika, że poprawka wirtualna jest zawsze dodatnia, $/T > 0/$, dlatego wirtualna temperatura jest zawsze wyższa od temperatury zmierzonej. Dla różnych temperatur i odpowiadającej

im 50 % wilgotności względnej zawczasu obliczono wirtualne poprawki temperatury i umieszczono w odpowiednich tabelach^{x/}.
Dla przykładu obliczymy wirtualne poprawki temperatury powietrza dla kilku różnych temperatur. Obliczenia przeprowadzimy w formie tabeli.

TABELA 4

$t^{\circ}\text{C}$	$T^{\circ}\text{K}$	E mb	$e=0,5E$	$0,378 \frac{e}{1000} \cdot T$	ΔT_v°
- 10	263	2,6	1,3	$0,378 \cdot 0,0013 \cdot 263 = 0,1291$	0,1
- 5	268	4,0	2,0	$0,378 \cdot 0,002 \cdot 268 = 0,2026$	0,2
0	273	6,1	3,05	$0,378 \cdot 0,00305 \cdot 273 = 0,3144$	0,3
+ 5	278	8,7	4,35	$0,378 \cdot 0,00435 \cdot 278 = 0,4570$	0,5
+ 10	283	12,3	6,15	$0,378 \cdot 0,00615 \cdot 283 = 0,6577$	0,6
+ 15	288	17,0	8,5	$0,378 \cdot 0,0085 \cdot 288 = 0,9253$	0,9
+ 20	293	23,4	11,7	$0,378 \cdot 0,0117 \cdot 293 = 1,2951$	1,3

Uwaga: W artylerii przyjęto, że stosunek $\frac{e}{h}$ nie zależy od wysokości. Ciśnienie h przyjmuje się zawsze 1000 mb, a prężność pary wodnej e równą $0,5 E_t$, przy czym uważa się, że E_t zależy tylko od temperatury powietrza /patrz tabela 3/.

W rzeczywistości ciśnienie i prężność pary wodnej zależą również od wysokości; ze wzrostem wysokości i ciśnienie i prężność maleją. Fakt malewania obydwu wielkości wraz ze wzrostem wysokości pozwala przyjmować założenie, że stosunek $\frac{e}{h}$ nie zależy od wysokości /faktycznie e maleje szybciej niż h /.

Wskutek przyjmowania stałej względnej wilgotności powietrza $f = 50 \%$ popełniamy pewien błąd w określeniu wirtualnej temperatury powietrza. Maksymalna wielkość tego błędu wystąpi oczywiście wówczas, gdy rzeczywista wilgotność względna będzie albo 100 %, albo 0 %, czyli błąd w określeniu względnej wilgotności będzie wynosić⁺ 50 %, a więc liczbowo maksymalna wartość błędu może być równa wirtualnej poprawce temperatury. Jak wynika z tabeli wirtualnych poprawek temperatury, bezwzględna wartość błędu

x/ I.A. Artyleryjska służba meteorologiczna. Zał. nr 24.
I.A. Ruchoma artyleryjska stacja radiometeorologiczna /PARMS/.
Wyd. 1963 r. Zał. nr 9.

będzie tym większa, im wyższa będzie temperatura powietrza, jednak należy jednocześnie pamiętać, że przy wysokich temperaturach wilgotność powietrza nigdy nie równa się ani 100 % ani 0 %, lecz znacznie od nich się różni /0 % < f < 100 %/. Poza tym bardzo wysokie temperatury występują praktycznie tylko bezpośrednio nad ziemią.

Należy zaznaczyć, że w meteorologii stosuje się kilka rodzajów temperatur wirtualnych, różniących się sensem fizycznym. Ta wirtualna temperatura, o której była mowa wyżej, stosowana jest w artylerii podczas określania gęstości powietrza i dlatego nosi ona nazwę gęstościowej wirtualnej temperatury /w odróżnieniu np. od dźwiękowej temperatury wirtualnej/.

W miarę wzrostu wysokości gęstość powietrza zmienia się. W ogólnym przypadku zależność gęstości powietrza od wysokości może być wyrażona za pomocą równania stanu z uwzględnieniem zmienności ciśnienia^{x/}

$$P = 10,2 \frac{h_0}{RT_v} \cdot e^{-\frac{1}{R} \int_0^y \frac{dy}{T}}$$

gdzie h_0 - przyziemne ciśnienie atmosferyczne.

Z równania powyższego wynika, że gęstość powietrza na wysokości "y" m zależy tylko od charakteru wysokościowego rozkładu temperatury powietrza i od ciśnienia przyziemnego.

Dlatego dla artylerii naziemnej i rakiet zasadniczym elementem meteorologicznym jest temperatura wirtualna t_v .

Gęstość powietrza na określonej wysokości można również obliczyć na podstawie ciśnienia i temperatury wirtualnej na tej wysokości

$$P = 10,2 \frac{h}{RT_v}$$

Odpowiednio gęstość powietrza przyziemnego będzie równa

$$P_0 = 10,2 \frac{h_0}{RT_{v_0}}$$

$$x/ \quad h = h_0 \cdot e^{-\frac{1}{R} \int_0^y \frac{dy}{T}}$$

Oznaczając stosunek gęstości P na wysokości y m do gęstości P_0 na powierzchni ziemi przez funkcję $H /y/$, otrzymamy

$$\frac{P}{P_0} = H /y/ = \frac{10,2 \frac{h}{RT_v}}{10,2 \frac{h_0}{RT_{v_0}}} = \frac{h}{h_0} \cdot \frac{T_{v_0}}{T_v}$$

albo

$$H /y/ = \frac{T_{v_0}}{T_v} \cdot \frac{h_0}{h_0} \cdot e^{-\frac{1}{R} \int_0^y \frac{dy}{T_v}} =$$

$$= \frac{T_{v_0}}{T_v} e^{-\frac{1}{R} \int_0^y \frac{dy}{T_v}}$$

Funkcja $H /y/$ wykorzystywana jest w balistyce zewnętrznej przy obliczeniu torów.

Gęstość powietrza w miarę wzrostu wysokości z reguły maleje, tzn. powietrze staje się bardziej rozrzedzone. To rozrzedzenie nie jest stałe i zależy od ciśnienia i temperatury powietrza. Decydujące znaczenie ma zmiana ciśnienia, ponieważ temperatura w miarę wzrostu wysokości obniża się łagodniej i wolniej. Z tego też względu zmiana gęstości powietrza odbywa się prawie równoległe do zmiany ciśnienia.

Ta zależność gęstości od temperatury wirtualnej oraz proporcjonalność zmiany gęstości do zmiany ciśnienia, umożliwia pomijanie wpływu zmiany gęstości powietrza podczas przygotowania danych do strzelania artylerii naziemnej i rakiet.

W artylerii przeciwlotniczej odchyłki gęstości powietrza od tabelarycznego rozkładu uwzględnia się podczas strzelania.

Zmiany gęstości powietrza również dzielą się na okresowe /regularne/ i nieregularne.

Ponieważ okresowe dobowe wahania ciśnienia są niewielkie, to wahania gęstości zależą przede wszystkim od dobowych wahań temperatury powietrza. Charakter wahań gęstości jest prawie całkowicie odwrotny do charakteru wahań temperatury, tzn. przy

maksymalnych temperaturach występuje minimalna gęstość i odwrotnie - przy minimalnych temperaturach - maksymalna gęstość powietrza.

Nieregularne zmiany gęstości powietrza uwarunkowane są przede wszystkim od przechodzenia przez dany rejon różnych układów barycznych i frontów atmosferycznych. Zmiany te mogą być duże i to w przeciągu stosunkowo krótkiego czasu.

Jak wskazują liczne obserwacje, odchyłki przyziemnej gęstości powietrza mogą sięgać nawet 15 % i więcej.

13. Prędkość dźwięku w atmosferze

Prędkość rozchodzenia się dźwięku w atmosferze jest bardzo istotną charakterystyką siły oporu powietrza działającego na pocisk i rakietę w czasie lotu. Ponadto znajomość prędkości rozchodzenia się dźwięku w określonych warunkach ma bardzo duże znaczenie dla pracy bojowej artyleryjskiego rozpoznania dźwiękowego. Od znajomości i uwzględniania prędkości dźwięku w konkretnych warunkach zależy dokładność określania współrzędnych.

Rozprzestrzenianie się dźwięku w atmosferze można rozpatrywać jako szczególny przypadek rozchodzenia się sprężystych podłużnych drgań w otoczeniu. Drgania te zachodzą pod wpływem różnego rodzaju zakłóceń w ośrodku powietrznym - głównie mechanicznych drgań ciał stałych.

Wskutek sprężystości ośrodka powietrznego ruch drgający powietrza rozprzestrzenia się, gdyż drgania jednych cząsteczek powietrza są przekazywane cząsteczkom sąsiednim. Są to drgania podłużne, ponieważ falowanie odbywa się wzdłuż linii jego rozchodzenia się. Linie rozchodzenia się drgań dźwiękowych nazywają się promieniami dźwiękowymi. Jeżeli źródło dźwięku może być przyjęte za punkt, to promienie dźwiękowe układają się promieniście, biegnąc na wszystkie strony od źródła dźwięku. Jeżeli źródło dźwięku ma kształt linii prostej /struna/ lub płaszczyzny /membrana/, to w pobliżu takich źródeł dźwięku promienie dźwiękowe przebiegają prostopadle do danej prostej lub płaszczyzny.

W sensie fizycznym promień dźwiękowy jest torem przemieszczania się w przestrzeni elementarnej cząsteczki energii dźwiękowej, biegnącej najkrótszą drogą od źródła dźwięku do obserwatora /odbiornika dźwięku/.

Ruch drgający cząsteczek powietrza rozchodzi się wzdłuż wszystkich promieni dźwiękowych w sposób równoczesny i zgodny. Dlatego drgania rozprzestrzeniają się w postaci powierzchni. Powierzchnia taka nosi nazwę powierzchni falowej. W wypadku punktowego źródła dźwięku powierzchnia falowa jest kulista, przy prostoliniowym źródle dźwięku - cylindryczna, a przy płaskim ma kształt płaszczyzny.

Zgodny ruch drgający cząsteczek powietrza doprowadza na przemian do zbliżania się i oddalania tych cząsteczek od siebie, a ponieważ drgania takie zachodzą równocześnie i zgodnie na całej powierzchni falowej, doprowadzają one na przemian do kolejnego zagęszczania i rozrzedzania środowiska powietrznego w warstwach koncentrycznych z powierzchnią falową. Takie zagęszczenia i rozrzedzenia powietrza rozprzestrzeniają się wraz z drganiami. Proces rozchodzenia się tych zagęszczeń i rozrzedzeń /proces rozprzestrzeniania się podłużnych drgań cząsteczek powietrza/ nosi nazwę fali dźwiękowej.

Prędkość rozchodzenia się dźwięku, zależna od stanu atmosfery, wyraża dostatecznie wyraźnie sprężyste właściwości powietrza. Dlatego w artylerii bardzo często charakteryzuje się sprężystość atmosfery przy pomocy prędkości rozchodzenia się dźwięku.

Ponieważ dźwięk stanowi stosunkowo małe zaburzenia w atmosferze, to prędkość jego rozchodzenia się średnio jest równa średniej prędkości cieplnego ruchu molekularnego.

Średnia prędkość cieplnego ruchu molekuł, jak wynika z teorii molekularnej, jest proporcjonalna do pierwiastka kwadratowego z bezwzględnej temperatury gazu tj. do T . Do tej wielkości powinna więc być proporcjonalna i prędkość rozchodzenia się dźwięku. Ścisła teoria tego zagadnienia podaje następujące równanie prędkości rozchodzenia się dźwięku w atmosferze:

$$a = \sqrt{\kappa g RT}$$

gdzie: a - prędkość rozchodzenia się dźwięku w m/sek;

κ /kappa/ - wskaźnik adiabatyczny równy stosunkowi C_p -
pojemności cieplnej, gazu przy stałym ciśnieniu do

C_v - pojemności cieplnej gazu przy stałej objętości;

g - przyspieszenie siły ciężkości w m/sek^2 ;

R - właściwa stała gazowa powietrza;

T - bezwzględna temperatura powietrza.

Dla suchego powietrza $\chi = 1,405$; w średnich szerokościach geograficznych $g = 9,81 \text{ m/sek}^2$ i wobec tego

$$a = 20,08 \sqrt{T} \text{ m/sek.}$$

Im wyższa temperatura powietrza, tym większa średnia prędkość ruchu molekularnego, większe własności sprężyste powietrza i tym większa prędkość rozchodzenia się dźwięku.

Prędkość dźwięku w suchym powietrzu przy temperaturze $t = 0^\circ\text{C} / 273^\circ\text{K}$ wynosi

$$a_0 = 20,08 \sqrt{273} \approx 331,5 \text{ m/sek.}$$

Wyrażając prędkość dźwięku w suchym powietrzu, przy określonej temperaturze T , przez prędkość dźwięku przy temperaturze $T = 273^\circ\text{K}$ otrzymamy:

$$a = a_0 \sqrt{\frac{T}{273}}$$

albo, przechodząc do temperatury $t^\circ\text{C}$

$$a = a_0 \sqrt{1 + \frac{t}{273}}.$$

Po przybliżonym wyciągnięciu pierwiastka otrzymamy

$$a = a_0 \left(1 + \frac{1}{2} \cdot \frac{t}{273} \right)$$

albo, przyjmując $a_0 = 331,5 \text{ m/sek}$ otrzymamy

$$a : 331,5 + 0,61 t.$$

Prędkość rozchodzenia się dźwięku w wilgotnym powietrzu wyraża się wzorem

$$a = a_0 \sqrt{\frac{T_{va}}{273}}$$

gdzie T_{va} - tzw. bezwzględna akustyczna temperatura wirtualna.

Akustyczna wirtualna temperatura jest to taka obliczona temperatura suchego powietrza, przy której prędkość rozchodzenia się w nim dźwięku jest równa prędkości dźwięku w danym wilgotnym powietrzu o temperaturze rzeczywistej $T^\circ\text{K}$.

Doświadczenia wskazują, że bezwzględna akustyczną wirtualną temperaturę powietrza można obliczać z dostateczną dokładnością według następującego wzoru

$$T_{va} = 3T + 0,275 \frac{e}{h} \cdot T,$$

albo
$$t_{v_a} = t + \Delta T_{v_a}$$

gdzie $\Delta T_{v_a} = 0,275 \frac{e}{h} T$ - akustyczna wirtualna poprawka temperatury na wilgotność powietrza.

Akustyczna wirtualna temperatura t_{v_a} jest zawsze większa od temperatury t i nieznacznie mniejsza od gęstościowej temperatury wirtualnej t_v .

Porównując t_v i t_{v_a} można wysnuć wniosek, że wartość gęstościowej wirtualnej temperatury przy 50 % wilgotności względnej jest w przybliżeniu równa akustycznej wirtualnej temperaturze przy 70 % wilgotności.

W chwili obecnej dla rozpoznania dźwiękowego nie wylicza się akustycznej wirtualnej temperatury, lecz wykorzystuje się gęstościową wirtualną temperaturę dla obliczania prędkości rozchodzenia się dźwięku, tzn.

$$a = 331,5 + 0,61 t_v$$

Obliczenia wskazują, że podwyższenie temperatury powietrza o 10°C i względnej wilgotności powietrza o 10 % powoduje wzrost prędkości rozprzestrzeniania się dźwięku odpowiednio o 6,1 oraz 0,08 m/sek, a przy zwiększeniu ciśnienia atmosferycznego o 10 mb - zmniejszenie się prędkości dźwięku o 0,004 m/sek. Jak więc z tego wynika, na prędkość rozchodzenia się dźwięku ma wpływ przede wszystkim temperatura powietrza /w suchym powietrzu tylko temperatura powietrza/. Nieznaczny wpływ na prędkość dźwięku ma wilgotność powietrza, a przy wilgotnym powietrzu ma również pewien wpływ i ciśnienie atmosferyczne. Wpływy te są jednak nieznaczne.

Ponieważ w atmosferze temperatura, wilgotność i ciśnienie zmieniają się z wysokością, to i prędkość dźwięku w miarę wzrostu wysokości będzie się zmieniać. Decydujące jednak znaczenie zawsze będzie mieć zmiana temperatury powietrza w miarę wzrostu wysokości. W troposferze prędkość dźwięku średnio obniża się o 4 m/sek na każdy kilometr wysokości /spadek temperatury/. W dolnej i środkowej warstwie stratosfery /do wysokości 30-35 km/ prędkość dźwięku w przybliżeniu jest stała i wynosi około 300 m/sek. /temperatura w przybliżeniu stała/.

Dotychczas rozpatrywaliśmy atmosferę jako środowisko nieruchome /statyczne/, jednakże w atmosferze zawsze występują ruchy poziome powietrza /wiatr/ i dlatego prędkość dźwięku należy określać z uwzględnieniem wiatru

$$a_v = a_t + V \cos \omega$$

gdzie: a_v - prędkość rozprzestrzeniania się dźwięku z uwzględnieniem wiatru;

a_t - prędkość dźwięku z uwzględnieniem wirtualnej temperatury powietrza;

V - prędkość wiatru w m/sek;

ω - kąt zawarty pomiędzy kierunkiem wektora prędkości wiatru i kierunkiem rozchodzenia się dźwięku /kąt równy różnicy azymutów topograficznych kierunku wiatru i kierunku na źródło dźwięku/.

Iloczyn $V \cos \omega$ stanowi rzut wektora prędkości wiatru na wybrany kierunek rozchodzenia się dźwięku.

Fala dźwiękowa, której kierunek pokrywa się z kierunkiem wektora prędkości wiatru, posiada większą prędkość rozprzestrzeniania się niż fala dźwiękowa w nieruchomej atmosferze i odwrotnie - fala dźwiękowa rozprzestrzeniająca się w kierunku przeciwnym do kierunku wiatru, ma prędkość mniejszą.

Ponieważ prędkość dźwięku, podobnie jak gęstość powietrza, nie mierzy się bezpośrednio żadnymi przyrządami - dlatego wygodniej jest uwzględniać zmianę oporu powietrza na lot pocisku i rakiety, wynikającą ze zmiany prędkości rozchodzenia się dźwięku, przez uwzględnianie tych elementów meteorologicznych, od których zależy również i prędkość dźwięku, tzn. przez uwzględnianie zmiany temperatury wirtualnej i ciśnienia atmosferycznego.

14. Wiatr

W i a t r e m nazywamy poziomy ruch powietrza względem powierzchni ziemi. Jak każdy ruch, wiatr charakteryzuje się kierunkiem i prędkością tzn. jest wielkością wektorową.

Kierunek wiatru określa się przez wskazanie punktu na horyzoncie skąd wieje wiatr. Dla artylerii naziemnej i rakiet kierunek określa się azymutem topograficznym T_w , a dla artylerii przeciwlotniczej - azymutem przeciwlotniczym /liczony od południa w kierunku odwrotnym do ruchu wskazówek zegara/.

Pod pojęciem prędkość wiatru rozumie się drogę przebytą przez masę powietrza w jednostce czasu. Prędkość wiatru w artylerii określa się w metrach na sekundę.

P r z y c z y n y p o w s t a w a n i a w i a t r u .
Pierwotną i zasadniczą przyczyną powstawania wiatru jest nierównomierność nagrzania powierzchni ziemskiej i przyległych do niej warstw powietrza. Nierównomierny rozkład temperatury powietrza wzdłuż powierzchni ziemi wywołuje różnice ciśnienia atmosferycznego na tym samym poziomie, a to jest już bezpośrednią przyczyną powstawania wiatru. Powietrze, z obszarów o podwyższonym ciśnieniu, stara się przemieścić do obszaru o niższym ciśnieniu. Przemieszczenie to odbywa się z tym większą prędkością, im większa jest różnica ciśnień /im większy poziomy gradient baryczny/.

W praktyce kierunek wiatru nie jest tak prosty, jak powiedziane było wyżej. Na półkuli północnej w dolnych warstwach atmosfery kierunek wiatru odchyła się od normalnej izobar, patrząc w kierunku dokąd wieje wiatr, w prawo, tworząc kąt rzędu 60-70 stopni, czyli obszar niskiego ciśnienia zawsze będzie z lewej strony wektora prędkości wiatru. Wynika więc, że na ruch powietrza, oprócz siły gradientu barycznego mają również wpływ i inne siły. Jedną z takich sił jest siła odchylająca, powstała wskutek obrotu Ziemi. powodująca odchylenie wektora prędkości w prawo. Jednakże ta zmiana kierunku wiatru jest hamowana przez siłę tarcia; cząsteczki powietrza i całe warstwy powietrza posiadają pewną lepkość, występują więc siły wiążące cząsteczki powietrza.

W rezultacie działania wszystkich tych sił i ich zmienności, ruch cząsteczek powietrza odbywa się po pewnym torze krzywoliniowym. Przy ruchu po krzywoliniowym torze występuje również siła odśrodkowa, proporcjonalna do szybkości ruchu i odwrotnie proporcjonalna do promienia krzywizny toru.

Wszystkie te siły, jak również i szereg innych sił, powodują złożoność poziomych ruchów atmosferycznych.

S t r u k t u r a w i a t r u . Obserwacje wskazują, że wiatr nie jest wcale jakimś jednolitym ruchem powietrza, posiadającym jednakową prędkość i kierunek w całej masie przesuwanego się powietrza. Kierunek, a zwłaszcza prędkość wiatru, stale zmieniają się zarówno w czasie, jak i w przestrzeni; wiatr wieje jakby pojedynczymi uderzeniami lub porywami. Pomiedzy porywami mogą występować okresy bardziej słabego wiatru lub nawet ciszy.

Kierunki pojedynczych porywów też najczęściej są różne. Zasadniczą przyczyną porywistości wiatru jest turbulentny stan atmosfery /chaotyczne przemieszanie się oddzielnych objętości powietrza wynikłe z bardzo różnorodnych przyczyn/.

Największa porywistość wiatru występuje wiosną oraz w godzinach przedpołudniowych latem, a najmniejsza porywistość występuje nocą oraz w zimie. Im większa jest prędkość wiatru, tym częstsze są też porywy wiatru.

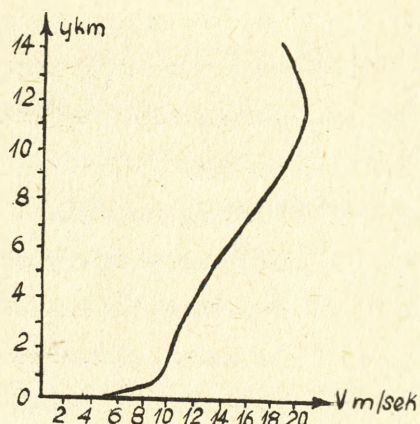
W miarę wzrostu wysokości porywistość wiatru oraz zmienność kierunku zanikają, ponieważ łagodnieją zawichrowania w ruchu turbulentnym powietrza /dalej od Ziemi i mniejszy wpływ ukształtowania terenu/. Obserwacje wskazują, że ruch turbulentny powietrza występuje tylko w troposferze.

Pomiary kierunku i prędkości wiatru, dokonywane w artylerii, charakteryzują tylko ogólny ruch strumienia powietrza, tj. średnią prędkość i średni kierunek ruchu turbulentnej masy powietrznej dla pewnego okresu czasu, lub dla pewnej warstwy atmosfery.

Ukształtowanie i pokrycie terenu nie tylko sprzyjają powstawaniu ruchów turbulentnych, ale wpływają również na prędkość i kierunek wiatru. Przy zetknięciu masy powietrza z ziemią występują znaczne tarcia, w rezultacie czego zmniejsza się prędkość wiatru. Dlatego największą prędkość wiatru obserwuje się na równinnych odkrytych przestrzeniach i nad dużymi wodnymi powierzchniami. W rejonach górskich prędkość i kierunek wiatru mogą się znacznie zmieniać w zależności od warunków terenowych; na szczytach i stokach gór prędkość wiatru jest znacznie większa niż na przyległych terenach; w wąskich dolinach, równoległych do kierunku wiatru, prędkość wiatru jest bardzo duża w porównaniu z prędkością wiatru na sąsiednich odkrytych odcinkach terenu; w dolinach prostopadłych do kierunku wiatru - wiatru może wcale nie być, albo będzie występował wiatr słaby o bardzo zmiennych kierunkach itp.

Charakterystycznym jest fakt, że zmiany kierunku wiatru, wywołane przeszkodami terenowymi, występują też w pewnej odległości od danej przeszkody /przed i za przeszkodą oraz do pewnej wysokości nad przeszkodą/.

W y s o k o ś c i o w y r o z k ł a d w i a t r u .
Obserwacje wskazują, że prędkość wiatru w troposferze, w miarę wzrostu wysokości zwiększa się, ale nierównomiernie.



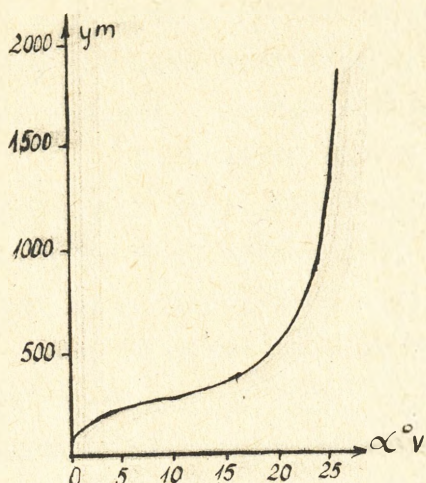
Rys.6. Średni wysokościowy rozkład prędkości wiatru nad Europą Środkową.

Największy wzrost prędkości wiatru występuje w dolnej warstwie /do 50-100 m/. Od wysokości 300-500 m do 1000-1500 m następuje zahamowanie wzrostu prędkości i prędkość wiatru jest prawie stała.

Na wysokościach ponad 2000 m następuje ponownie prawie równomierny wzrost prędkości aż do końca troposfery /10-12 km/. Przy przejściu do stratosfery początkowo obserwuje się pewne obniżenie prędkości wiatru /do 20-25 km/, a następnie znowu wzrost. Na wysokości 60-80 km niekiedy obserwuje się wzrost prędkości wiatru do 100-200 m/sek, a nawet i 300 m/sek.

Kierunek wiatru, w większości wypadków, również zmienia się przy zmianie wysokości. W warstwie przyziemnej /100-300 m/ przeważają przede wszystkim siły turbulენტnej wiązkości /siły tarcia strumieni powietrza między sobą i o chropowatą powierzchnię ziemską/ i dlatego najczęściej występuje tylko zmiana prędkości wiatru, a kierunek pozostaje stały. Znaczne zmiany kierunku wiatru, a także obserwuje się dopiero w wyższej warstwie /300-500 m/; przy tym na półkuli północnej, ze wzrostem wysokości zwykle występuje zmiana kierunku wiatru w prawo /na południowej półkuli w lewo/, na skutek obrotu Ziemi.

W strefie umiarkowanej do wysokości 20-30 km obserwuje się przewagę wiatrów zachodnich. W górnej stratosferze i w mezosferze /od 30 do 80 km/ zwykle obserwuje się przewagę wiatrów wschodnich, a wyżej - znowu zachodnich.



Rys. 7. Średnia zmiana kierunku wiatru z wysokością na półkuli północnej.

Przytoczone dane

o zmianie prędkości i kierunku wiatru wraz ze wzrostem wysokości, są danymi średnimi, najbardziej typowymi, jednak w konkretnych warunkach rozkład prędkości i kierunku wiatru może się znacznie różnić. Zanotowano na przykład wypadki, gdy zmiana kierunku wiatru przy wzroście wysokości na półkuli północnej sięga 360 stopni w prawo lub nawet zmiana kierunku wiatru odbywała się w lewo.

Z tego co powiedziane zostało na temat wiatru, można wysnuć następujące wnioski:

1. Prędkość i kierunek wiatru zależą przede wszystkim od charakteru rozkładu temperatury i ciśnienia na różnych poziomach atmosfery oraz od ukształtowania terenu w danym rejonie.
2. Prędkość i kierunek wiatru mogą się gwałtownie zmieniać zarówno w czasie jak i w odległości wzdłuż powierzchni ziemi; szczególnie gwałtowne zmiany obserwuje się podczas przechodzenia frontów atmosferycznych.
3. Prędkość i kierunek wiatru zmieniają się w miarę wzrostu wysokości w sposób nieregularny i dlatego, dla potrzeb artylerii należy przeprowadzać okresowe sondowania atmosfery.

15. Tabelaryczna /normalna/ artyleryjska atmosfera

Wartości poszczególnych elementów meteorologicznych w różnych warunkach mogą się wahać w bardzo szerokim przedziale, stwarza to trudności uwzględniania warunków meteorologicznych podczas przygotowania danych do strzelania. Aby uprościć zasady uwzględniania warunków meteorologicznych przyjęto za podstawę pewną fikcyjną atmosferę, tzw. tabelaryczną lub normalną artyleryjską atmosferę.

T a b e l a r y c z n a a r t y l e r y j s k a a t -
m o s f e r a /tabelaryczne warunki strzelania/ są to średnie wartości elementów meteorologicznych dla różnych wysokości, stosunkowo mało różniące się od średnich wartości tych elementów na średnich szerokościach geograficznych w okresie letnim.

Uwzględnianie meteorologicznych warunków strzelania wykonuje się zwykle przez wprowadzanie odpowiednich poprawek donośności, kierunku i nastawy zapalnika na odchyłki rzeczywistych warunków meteorologicznych od tabelarycznych.

W dalszej części wartości tabelaryczne /normalne/ poszczególnych elementów meteorologicznych na wszystkich wysokościach będą zaopatrzone w indeks N, a przyziemne ponadto oznaczone będą indeksem "0".

W wojskach raketowych i artylerii Wojska Polskiego za wartości tabelaryczne przyziemnych elementów meteorologicznych przyjęto:

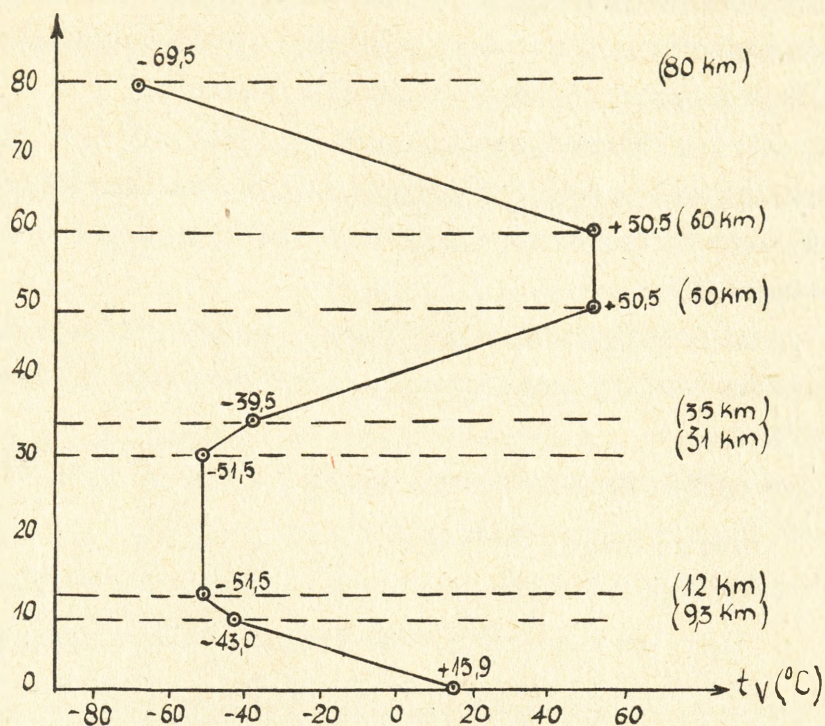
- ciśnienie atmosferyczne $h_{NO} = 750 \text{ mm Hg} = 1000 \text{ mb}$;
- temperatura powietrza $t_{NO} = + 15,0^{\circ}\text{C}$;
- względna wilgotność powietrza $f_N = 50 \%$ /co odpowiada przy powierzchni ziemi prężności pary wodnej $e_{NO} = 6,38 \text{ mm Hg} = 8,52 \text{ mb}$ / lub - ponieważ wilgotność powietrza oddzielnie nie jest uwzględniana - temperatura wirtualna powietrza $+15,9^{\circ}\text{C}$;
- wektor prędkości wiatru $V_{NO} = 0$ /atmosfera nieruchoma/.

Warunki te określają tabelaryczne wartości:

- ciężarowej gęstości powietrza $P_{NO} = 1,206 \text{ kg/m}^3$;
- bezwzględnej temperatury wirtualnej $T_{NO} = 288,9^{\circ}\text{K}$;
- prędkości dźwięku $a_{NO} = 340,9 \text{ m/sek}$.

U podstaw tabelarycznych warunków meteorologicznych na różnych wysokościach leży normalne prawo wysokościowej zmiany /rozkładu/ temperatury wirtualnej, otrzymane na podstawie opracowań wieloletnich wyników sondowania atmosfery.

Normalne prawo wysokościowe go rozkładu wirtualnej temperatury powietrza wyraża się dla poszczególnych sfer atmosfery szeregiem równań, według których sporządzony został wykres /rys.8/:



Rys.8. Normalne prawo wysokościowego rozkładu wirtualnej temperatury powietrza.

1. Dla wysokości od 0 do 9300 m /troposfera/ przyjęto prawo liniowe

$$T_N = T_{NO} - G_{9,3} \cdot y$$

gdzie: T_N - bezwzględna tabelaryczna wirtualna temperatura powietrza na wysokości y m;

$G_{9,3}$ - tabelaryczny pionowy gradient wirtualnej temperatury powietrza w warstwie od 0 do 9300 m, równy $6,328 \cdot 10^{-3}$ stop/m.

W ten sposób normalne prawo wysokościowego rozkładu wirtualnej temperatury powietrza do wysokości 9300 m charakteryzuje się równomiernym obniżeniem się temperatury powietrza o $6,328 \cdot 10^{-3}$ stopnia na każdy metr wysokości; na wysokości 9300 m tabelaryczna bezwzględna wirtualna temperatura powietrza wynosi

$$T_{VN9,3} = 230^{\circ}\text{K} / t_{VN9,3} = -43,0^{\circ}\text{C}/.$$

2. Dla wysokości w granicach od 9300 do 12000 m /tropopauza/ przyjęto prawo zmienności parabolicznej

$$T_N = T_{N9,3} - G_{9,3} / y - 9300 / + G_{12} / y - 9300 /^2$$

gdzie $G_{12} = 1,172 \cdot 10^{-6}$ stop/m².

Czyli normalne prawo wysokościowego rozkładu temperatury wirtualnej charakteryzuje się liniowym obniżeniem temperatury do wysokości 9300 m i parabolicznym spadkiem temperatury w warstwie od 9300 do 12000 m. Na wysokości 12000 m bezwzględna wirtualna temperatura powietrza wynosi

$$T_{V_{N12}} = 221,5^{\circ}\text{K} / t_{V_{N12}} = -51,5^{\circ}\text{C}/.$$

3. Dla wysokości w granicach od 12000 do 31000 m /dolna warstwa stratosfery/ przyjęto prawo izotermiczne, tzn. temperatura jest stała.

$$T_{V_N} = T_{V_{N12}} = T_{V_{N31}} = 221,5^{\circ}\text{K} / t_{V_{N31}} = -51,5^{\circ}\text{C}/.$$

4. Dla wysokości od 31000 do 35000 m /środkowa warstwa stratosfery/ przyjęto prawo zmienności parabolicznej

$$T_{V_N} = T_{V_{N31}} + G_{35} / y - 31000 / ^2,$$

gdzie: $G_{35} = 0,75 \cdot 10^{-6}$ stop/m².

Na wysokości 35000 m tabelaryczna temperatura wirtualna wynosi

$$T_{V_{N35}} = 233,5^{\circ}\text{K} / t_{V_{N35}} = -39,5^{\circ}\text{C}/.$$

5. Dla wysokości od 35000 do 50000 m /górną warstwę stratosfery/ przyjęto prawo zmienności liniowej

$$T_{V_N} = T_{V_{N35}} - G_{50} / y - 35000 /$$

gdzie: $G_{50} = -6,0 \cdot 10^{-3}$ stop/m

Na wysokości 50000 m tabelaryczna temperatura wirtualna wynosi

$$T_{V_{N50}} = 323,5^{\circ}\text{K} / t_{V_{N50}} = +50,5^{\circ}\text{C}/.$$

6. Dla wysokości od 50000 do 60000 m /dolną warstwę mezofery/ przyjęto prawo izotermiczne, tzn. temperatura nie zmienia się

$$T_{V_N} = T_{V_{N50}} = T_{V_{N60}} = 323,5^{\circ}\text{K} / t_{V_{N60}} = +50,5^{\circ}\text{C}/.$$

7. Dla wysokości od 60000 do 80000 m /górną warstwę mezofery/ przyjęto prawo zmienności liniowej

$$T_{V_N} = T_{V_{N60}} - G_{80} / y - 60000 /,$$

gdzie: $G_{80} = 6,0 \cdot 10^{-3}$ stop/m.

Na wysokości 80000 m tabelaryczna temperatura wirtualna wynosi

$$T_{V_{N80}} = 203,5^{\circ}\text{K} / t_{V_{N80}} = - 69,5^{\circ}\text{C}/.$$

8. Dla wysokości ponad 80000 m /warstwa termosfery/ przyjmuje się prawo izotermiczne, tzn. temperatura nie zmienia się

$$T_{V_N} = T_{V_{N80}} = 203,5^{\circ}\text{K} / t_{V_N} = - 69,5^{\circ}\text{C}/.$$

Ja więc widzimy, normalne prawo wysokościowego rozkładu temperatury, dla większej części atmosfery ma charakter liniowej zmienności z różnymi gradientami temperatury.

Tabelaryczny wysokościowy rozkład ciśnienia atmosferycznego w ogólnym przypadku wyraża się równaniem

$$\frac{h_N}{h_{NO}} = \prod_N /y/ = e^{-\frac{1}{R} \int_0^y \frac{dy}{T_{VN}}}$$

gdzie: h_N - tabelaryczne ciśnienie atmosferyczne na wysokości y ;

h_{NO} - tabelaryczne ciśnienie atmosferyczne na powierzchni ziemi;

e - podstawa logarytmu naturalnego;

R - właściwa stała gazowa suchego powietrza;

T_{VN} - tabelaryczna bezwzględna temperatura wirtualna powietrza na wysokości y .

Tabelaryczny wysokościowy rozkład gęstości powietrza wyraża się równaniem:

$$\frac{P_N}{P_{NO}} = H_N /y/ = \frac{T_{V_{NO}}}{T_{VN}} e^{-\frac{1}{R} \int_0^y \frac{dy}{T_{VN}}}$$

Tabelaryczny wysokościowy rozkład prędkości dźwięku wyraża się wzorem

$$\frac{a_N}{a_{NO}} = A_N /y/ = \sqrt{\frac{T_{VN}}{T_{V_{NO}}}}$$

albo w przybliżeniu

$$a_N = 331,5 + 0,61 t_{v_N} .$$

Wartości funkcji $\pi_N/y/$, $H_N/y/$ i $A_N/y/$ przy normalnym wysokościowym rozkładzie bezwzględnej wirtualnej temperatury powietrza T_{VN} dla różnych wysokości zestawione są w specjalnych tabelach zamieszczanych w podręcznikach z balistyki zewnętrznej.

W normalnej /tabelarycznej/ artyleryjskiej atmosferze przyjmuje się umownie, że na wszystkich wysokościach wiatru nie ma /atmosfera nieruchoma/, tzn. $V_N = 0$.

Podczas strzelania w górach /od 500 m n.p.m./ w artylerii naziemnej stosuje się specjalne górskie tabele strzelnicze, opracowane dla szeregu różnych wysokości nad poziomem morza, co 500 m /500, 1000, 1500, 2000, 2500 i 3000 m/.

W górskich tabelach strzelniczych, w zależności od wysokości dla jakiej zostały one opracowane, za normalne /tabelaryczne/ przyziemne warunki meteorologiczne przyjęto:

TABELA 5

Wysokości	Wartości przyziemne	
	ciśnienie atmosferyczne w mm Hg	temperatura powietrza w °C
500	705	+ 13
1000	665	+ 10
1500	625	+ 6
2000	590	+ 3
2500	555	0
3000	520	- 3

wysokościowy tabelaryczny rozkład wszystkich elementów meteorologicznych, w górskich tabelach strzelniczych, przyjęto taki sam jak w normalnych tabelach strzelniczych.

III. POŁOWE SPOSOBY DOKONYWANIA POMIARÓW I OBLICZEN METEOROLOGICZNYCH DLA POTRZEB WOJSK RAKIETOWYCH I ARTYLERII

Pomiary meteorologiczne dla potrzeb wojska, a w tym i wojsk raketowych i artylerii wykonuje się na stacjach i posterunkach meteorologicznych.

Stacje meteorologiczne wykonują obserwacje meteorologiczne w warstwie przyziemnej oraz sondowanie wiatru i temperatury w atmosferze.

Posterunki meteorologiczne - zależnie od ich przeznaczenia - mierzą wiatr, ciśnienie i temperaturę w warstwie przyziemnej a także wiatr w dolnej warstwie atmosfery /w granicach aktywnego odcinka toru dla rakiet taktycznych/.

16. Przyziemne pomiary meteorologiczne

Przyziemne pomiary meteorologiczne określa się często mianem obserwacji meteorologicznych w warstwie przyziemnej.

W ramach obserwacji meteorologicznych w warstwie przyziemnej na artyleryjskich stacjach i posterunkach meteorologicznych określa się:

a/ Za pomocą przyrządów:

- ciśnienie atmosferyczne i tendencję barometryczną;
- temperaturę powietrza;
- kierunek i prędkość wiatru.

b/ Bez przyrządów:

- zachmurzenie, rodzaj chmur i wysokość ich podstawy;
- stan pogody i gruntu w chwili obserwacji.

Obserwacje meteorologiczne w warstwie przyziemnej stacje meteorologiczne prowadzą:

a/ przed każdym wypuszczeniem balonu z radiosondą /lub odbijaczem kątowym/ oraz po zakończeniu sondowania za pomocą przyrządów;

b/ co 3 godziny za pomocą przyrządów i bez przyrządów.

Dla artylerii i wojsk raketowych są potrzebne tylko obserwacje wykonywane za pomocą przyrządów.

Posterunki meteorologiczne artylerii raketowej i rakiet taktycznych prowadzą obserwacje meteorologiczne za pomocą przyrządów bezpośrednio przed każdym strzelaniem. W artylerii raketowej określa się tylko kierunek i prędkość wiatru przyziemnego na stanowisku ogniowym baterii, a w bateriach rakiet

taktycznych określa się kierunek i prędkość wiatru w warstwie atmosfery do wysokości końca aktywnego odcinka toru.

Posterunki meteorologiczne pododdziałów artyleryjskiego rozpoznania dźwiękowego prowadzą obserwacje meteorologiczne wiatru i temperatury powietrza w warstwie przyziemnej za pomocą przyrządów.

Wyniki obserwacji meteorologicznych wpisuje się do dzienników obserwacji meteorologicznych i przekazuje odpowiednim dowódcom lub sztabom. Na stacjach meteorologicznych przyziemne pomiary meteorologiczne wykorzystuje się do opracowywania i zestawiania komunikatów meteorologicznych. Ponieważ przyziemne pomiary meteorologiczne wykorzystywane są w różny sposób na różnych stacjach meteorologicznych, zagadnienie to omówione zostanie oddzielnie w następnych rozdziałach.

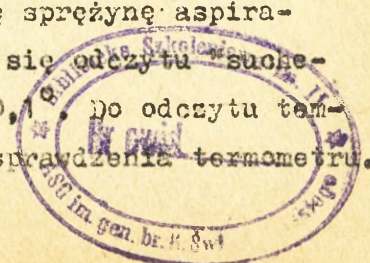
Do pomiaru ciśnienia atmosferycznego używa się barometrów aneroidów. Pamiętać należy, że wskazania barometru obciążone są pewnymi błędami. Błędy te eliminuje się przez uwzględnianie trzech poprawek: instrumentalnej, na temperaturę powietrza i dodatkowej poprawki. Ciśnienie na barometrze odczytuje się z dokładnością do 0,1 mm Hg /mb/, a ostateczne ciśnienie zaokrągla się do całych mm /mb/.

Tendencję barometryczną określa się z zapisu barografu jako zmianę ciśnienia atmosferycznego w ciągu ostatnich 3 godzin z dokładnością do 0,1 mm Hg /mb/. Przy wzroście ciśnienia w ciągu ostatnich 3 godzin tendencja barometryczna ma znak plus, a przy spadku - minus.

Temperaturę powietrza mierzy się za pomocą psychrometru aspiracyjnego lub termometru precowego.

W celu dokonania pomiaru temperatury powietrza, psychrometr wiesz się w miejscu otwartym na wysokości 2 m, a podczas przygotowywania radiosondy do wypuszczenia - psychrometr wiesz się na specjalnym wsporniku stołika do wytrzymywania radiosondy.

Przy różnicy temperatur w pomieszczeniu /samochodzie specjalnym, namiocie/ i na dworze większej od 10^o psychrometr wynosi się z pomieszczenia wcześniej /w zimie nie mniej niż 30 min/, aby zdążył on przyjąć temperaturę powietrza zewnętrznego. 4 do 5 min przed dokonaniem odczytu nakręca się sprężynę aspiratora /wiatraczka/. Po upływie 3-4 min dokonuje się odczytu "suchego" termometru psychrometru z dokładnością do 0,1^o. Do odczytu temperatury wprowadza się poprawkę wg świadectwa sprawdzenia termometru.



Kierunek i prędkość wiatru w warstwie przyziemnej określa się za pomocą wiatromierza lub onemometru. Wiatromierz umieszcza się na tyczce o wysokości 2-3,5 m /w zależności od rodzaju wiatromierza/. Artyleryjskie stacje radiometeorologiczne wyposażone są w anemorumbometry /wiatromierz z elektrycznymi czujnikami pomiarowymi/. Anemorumbometr umieszcza się na składanym maszcie z rur stalowych o wysokości 6 m.

Przed przystąpieniem do dokonywania odczytów kierunku i prędkości wiatru każdy wiatromierz orientuje się w kierunku północy z wykorzystaniem busoli.

Kierunek i prędkość wiatru określa się jako średnie wartości z 10 odczytów dokonanych w ciągu 5 min.

Określanie wiatru w dolnej warstwie atmosfery /dla rakiet taktycznych/ omówione będzie oddzielnie.

Wielkość zachmurzenia określa się tylko na stacjach meteorologicznych według skali dziesięciostopniowej /10 stopni oznacza, że cały nieboskłon pokryty jest chmurami, 0 stopni - bezchmurnie/.

Wielkość zachmurzenia zapisuje się w formie ułamka: licznik - stopień zachmurzenia w ogóle, mianownik - zachmurzenie przez chmury niskie.

Rodzaj chmur określa się za pomocą atlasu chmur i zapisuje według poniższych skrótów:

- chmury pierzaste	Ci
- chmury pierzasto-warstwowe	Cs
- chmury pierzasto-kłębiaste	Cc
- chmury średnie kłębiaste	Ac
- chmury średnie warstwowe	As
- chmury warstwowe	St
- chmury warstwowo-kłębiaste	Sc
- chmury warstwowo-deszczowe	Ns
- chmury kłębiaste	Cu
- chmury kłębiasto-deszczowe	Cb.

Dla gęstych chmur niskich określa się również ich wysokość /podstawę chmur/.

Stan pogody w chwili obserwacji określa się i odpowiednio szyfruje cyframi według specjalnego kodu /np. "mgła zgęstniała w ciągu ostatniej godziny, niebo niewidoczne" = 47/.

Stan gruntu określa się i odpowiednio szyfruje cyframi według specjalnego kodu^{x/} ze szczególnym uwzględnieniem stanu dróg polnych /np. "lód, śnieg lub śnieg tający, pokrywający grunt całkowicie" = 7/.

17. Zespołowe sondowanie atmosfery i wstępne opracowanie wyników sondowania

Sondowaniem atmosfery nazywamy dokonywanie pomiarów wartości poszczególnych elementów meteorologicznych na kolejnych wysokościach przy pomocy określonych środków.

W wojskach raketowych i artylerii sondowanie atmosfery przeprowadza się przy pomocy specjalnych stacji radiolokacyjnych i balonów pilotowych unoszących odpowiednią aparaturę lub urządzenia.

Jak już wiemy z poprzednich rozważań, rakietom i artylerii naziemnej do strzelania potrzebne są tylko wysokościowy rozkład wiatru i temperatury powietrza, a artylerii przeciwlotniczej ponadto i wysokościowy rozkład gęstości powietrza. Wynika więc z tego, że sondowanie atmosfery powinno dostarczyć danych o wietrze, temperaturze i gęstości powietrza. Uwzględniając jednak fakt, że gęstość powietrza jest funkcją ciśnienia i temperatury, a ciśnienie z kolei zależy od ciśnienia przyziemnego i wysokościowego rozkładu temperatury - sondowania ani ciśnienia, ani gęstości praktycznie nie przeprowadza się. Pozostaje więc tylko sondowanie temperatury i wiatru.

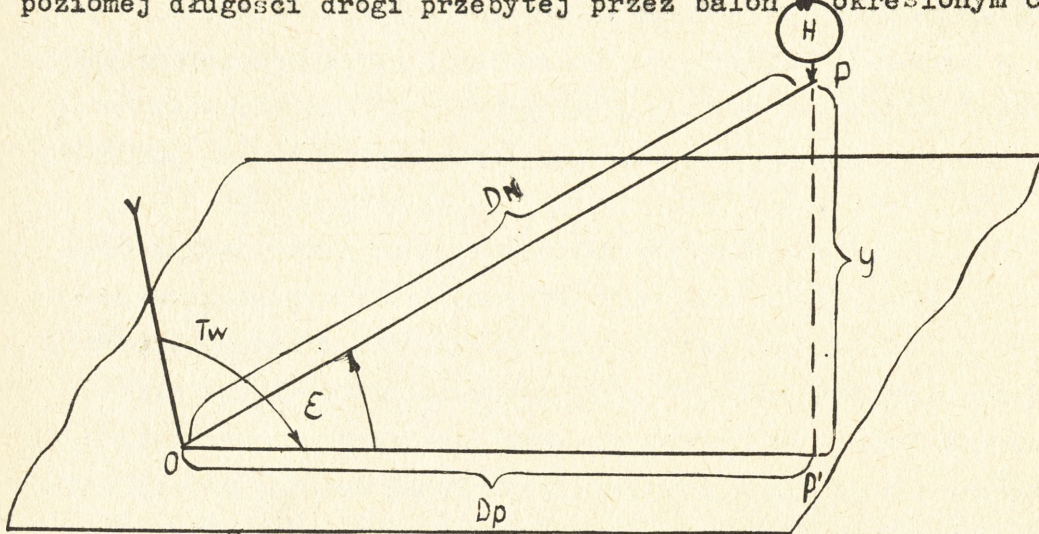
Sondowanie mające dostarczyć danych o wysokościowym rozkładzie temperatury powietrza nazywa się sondowaniem temperaturowym, a sondowanie tylko wiatru - sondowaniem wiatrowym. W praktyce najczęściej przeprowadza się jednoczesne sondowanie i wiatru i temperatury i nosi ono nazwę sondowania zespołowego albo sondowania kompleksowego.

Sondowanie wiatrowe przeprowadza się przy pomocy stacji radiolokacyjnej RMS-1 i balona pilotowego z podwieszonym do niego odbijaczem kątowym lub wiązką pasków folii. Do sondowania temperaturowego i zespołowego potrzebna jest specjalna aparatura pomiarowo-nadawcza, zwana radiosondą, którą podwiesza się do balonu zamiast odbijacza kąowego /folii/. W chwili obecnej używane są radiosondy RKZ-1 /Radiosonda Kompleksowego Sondowania/.

x/ Wymienione kody zawiera I.A. Artyleryjska Służba Meteorologiczna. Zał. 5 i 6.

Istota sondowania omówiona zostanie na przykładzie sondowania zespołowego, tzn. sondowania składającego się z jednoczesnego sondowania wiatru i temperatury powietrza.

Sondowanie wiatru. Balon pilotowy napełniony wodorem posiada określoną siłę nośną powodującą unoszenie się jego do określonej wysokości. Istniejący w atmosferze wiatr powoduje poziome przemieszczanie się balonu w kierunku dokąd wieje wiatr. Kierunek tego wiatru można określić na podstawie kierunku poziomego przesuwania się balonu, a prędkość wiatru na podstawie poziomej długości drogi przebytej przez balon w określonym czasie.



Rys.9. Schemat sondowania wiatrowego.

Na rysunku punkt O jest punktem wypuszczenia balonu; po pewnym czasie t balon znajduje się w punkcie P o współrzędnych biegunowych w przestrzeni ϵ, T_w, D_N . Wszystkie te wielkości ϵ, T_w, D_N dostarcza stacja radiolokacyjna. Są to wartości wypadkowe za czas t , czyli dla warstwy atmosfery o grubości odpowiadającej wysokości na jaką wzniosł się balon w tym czasie. Wobec powyższego obliczony kierunek i prędkość wiatru, na podstawie tych danych, są wielkościami średnimi dla tej warstwy atmosfery i dlatego określony w ten sposób wiatr nosi nazwę wiatru średniego.

Azymut wiatru średniego określa się zmieniając tylko określony przez stację azymut T_w o $30-00/180^\circ$ w celu otrzymania azymutu kierunku skąd wieje wiatr.

Prędkość wiatru oblicza się jako

$$W = \frac{D_p}{t}$$

gdzie: D_p - odległość do punktu rzutu P' na poziomie stacji radiolokacyjnej,

t - czas w sekundach od chwili wypuszczenia balonu.

W praktyce stosuje się nieco inny wzór, a mianowicie:

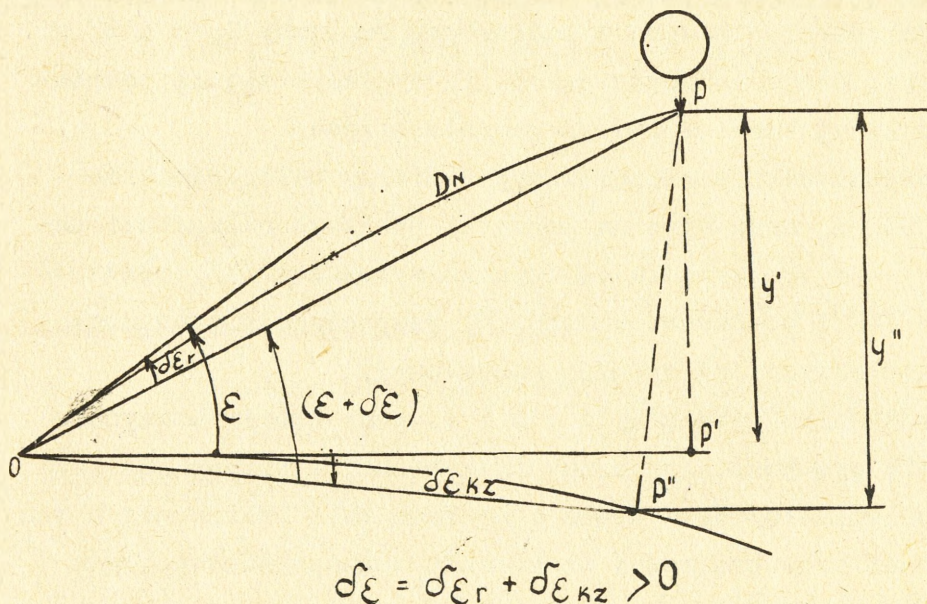
$$W = \frac{U}{\operatorname{tg} \epsilon}$$

gdzie: $U = \frac{y}{t}$ - prędkość wznoszenia balonu;

$$y = D_N \cdot \sin \epsilon$$

ϵ - kąt położenia balonu /radiosondy/.

Ponieważ Ziemia jest kulista i promień radiolokacyjny też posiada pewne załamanie, przy odległościach nachylonych $/D_N/$ 50 km i większych $/D_N \geq 50 \text{ km}/$ przyjmuje się do obliczeń nie sam kąt ϵ , lecz $/\epsilon + \delta\epsilon/$, gdzie $\delta\epsilon$ jest poprawką kąta położenia na krzywiznę Ziemi i refrakcję promienia radiolokacyjnego.



Rys.10. y' - wysokość w odniesieniu do poziomu stacji radiolokacyjnej; y'' - rzeczywista wysokość nad powierzchnią Ziemi; $\delta\epsilon_r$ - poprawka kąta położenia na refrakcję promienia radiolokacyjnego; $\delta\epsilon_{kz}$ - poprawka kąta położenia na krzywiznę Ziemi; $\epsilon + \delta\epsilon$ - rzeczywisty kąt położenia balonu w stosunku do powierzchni Ziemi.

Wartości poprawek kąta położenia na krzywiznę Ziemi i refrakcję promienia radiolokacyjnego zawarte są w załączniku nr 1.

Obliczenia wiatru średniego wykonuje się na specjalnym arkuszu obliczeń /załącznik nr 2/ w następujący sposób:

- w kolumnie 2 wpisuje się kąt położenia ε w tysięcznych;
- w kolumnie 3 wpisuje się azymut topograficzny kierunku na balon T w tysięcznych;
- w kolumnie 4 wpisuje się odległość nachyloną D_N w metrach;
- w kolumnie 5 wpisuje się poprawiony kąt położenia $\varepsilon + \delta\varepsilon$ w stopniach z dokładnością do 0,1 stopnia;
- w kolumnie 6 wpisuje się wysokość balonu y , obliczoną według wzoru $y = D_N \cdot \sin \varepsilon$, lub $y = D_N \cdot \sin (\varepsilon + \delta\varepsilon)$;
- w kolumnie 7 wpisuje się prędkość wznoszenia balonu U , obliczoną według wzoru $U = \frac{y}{t \cdot 60}$ /t w minutach/;
- w kolumnie 8 wpisuje się prędkość wiatru W obliczoną według wzoru $W = \frac{U}{\operatorname{tg} \varepsilon}$, lub $W = \frac{U}{\operatorname{tg} (\varepsilon + \delta\varepsilon)}$.

Pierwszy wiersz arkusza /dla $t = 0$ / wypełnia się na podstawie wyników przyziemnych pomiarów wiatru, wykonanych bezpośrednio przed wypuszczeniem balonu z radiosondą /kolumny 2, 3 i 8/. Kolejne wiersze, dla ustalonych czasów t , wypełnia się na podstawie danych napływających od stacji radiolokacyjnej.

Ponieważ stacja radiolokacyjna mierzy odległości nie mniejsze niż 500 m, może więc na początku brakować odległości nachylonych D_N - w tym wypadku obliczenia wysokości y , prędkości wznoszenia U i prędkości wiatru W rozpoczynają się od momentu otrzymania pierwszej odległości nachylonej.

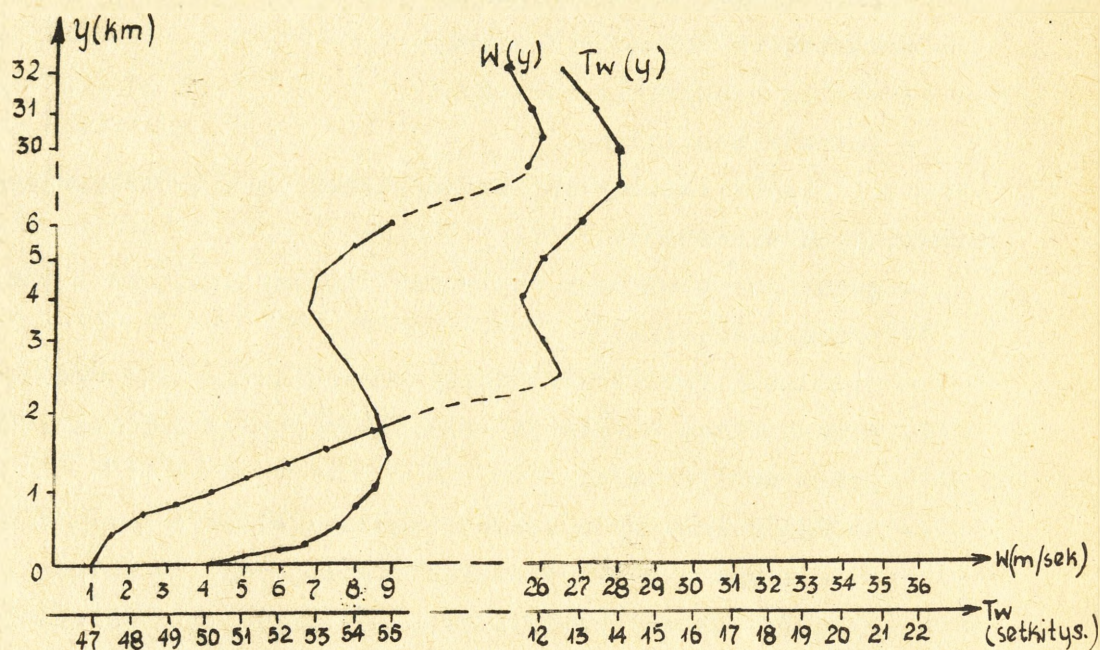
Dla czasów pośrednich /pomiędzy $t = 0$ a t , przy którym otrzymano D_N / oblicza się wysokości y przez interpolację, przyjmując że prędkość wznoszenia U była stała i na podstawie obliczonej w ten sposób wysokości oraz prędkości wznoszenia i rzeczywistego kąta położenia ε oblicza się prędkość wiatru W .

Nie należy bezpośrednio obliczać prędkości wiatru przez interpolację, ponieważ prędkość wiatru w warstwie przyziemnej nie zawsze zmienia się proporcjonalnie.

Na podstawie danych zawartych w arkuszu obliczeń wzór nr 1 sporządza się wykres wysokościowego rozkładu wiatru średniego. Wykres sporządza się na arkuszu papieru milimetrowego. Na dole arkusza wykreśla się dwie osie poziome: oś azymutów T_w i oś prędkości W oraz oś pionową - oś wysokości.

Os azymutów oznacza się co 1 cm i opisuje co 1-00 w taki sposób, ażeby zmieściły się wszystkie, występujące na arkuszu obliczeń, azymuty.

Os prędkości wiatru oznacza się co 1 cm i opisuje co 1 m/sek., os wysokości oznacza się do wysokości 3 km co 2 cm, a wyżej do 32 km co 1 cm i opisuje co 1 km.



Rys.11. Wykres wysokościowego rozkładu wiatru średniego /kierunku dokąd wieje wiatr i prędkości/.

W celu zwiększenia przejrzystości wykres sporządza się ołówkami kolorowymi. Poszczególne punkty łączy się odcinkami prostej.

S o n d o w a n i e t e m p e r a t u r y . Temperaturę na kolejnych wysokościach mierzy czujnik elektryczny zwany termistorem. Termistor jest to opornik czuły na zmiany temperatury, a więc wielkość prądu przepływającego przez termistor jest tym wskaźnikiem temperatury.

Aby zrozumieć cały mechanizm sondowania i określania temperatury, musimy zapoznać się w sposób ogólny z budową i działaniem radiosondy RKZ-1.

R a d i o s o n d a RKZ-1 przystosowana jest do współpracy z meteorologiczną stacją radiotelegraficzną. Radiosonda może pracować w następujących warunkach meteorologicznych:

- przedział ciśnienia atmosferycznego od 1060 do 5 mb;
- przedział temperatury powietrza od $+50^{\circ}\text{C}$ do -80°C ;

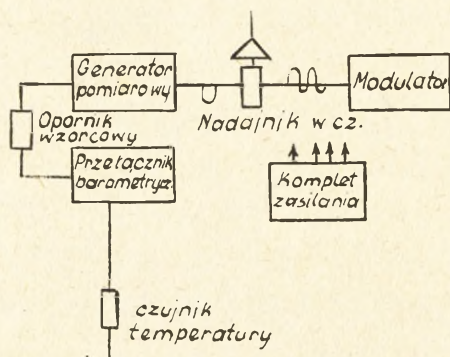
- przedział względnej wilgotności powietrza od 5 do 100 %;
- maksymalna prędkość wznoszenia $U_{\max} = 400$ m/sek;
- maksymalna prędkość wiatru w atmosferze $W_{\max} = 100$ m/sek.

W skład kompletu radiosondy RKZ-1 wchodzi:

- zespół radiowy w osłonie;
- termistor /opór termoelektryczny/;
- przełącznik barometryczny;
- kartonowa osłona radiosondy;
- wykres cechowania radiosondy;
- bateria zasilająca.

Zespół radiowy radiosondy składa się z następujących zasadniczych elementów:

- generator pomiarowy /wytwarza impulsy napięcia i steruje pracą nadajnika/;
- modulator /wytwarza sygnały odzewu na sygnały wywoławcze, przychodzące od stacji radiolokacyjnej i również steruje pracą nadajnika/;
- nadajnik radiowy wysokiej częstotliwości /wysyła zakodowane sygnały o temperaturze otaczającego powietrza oraz sygnały odzewu wykorzystywane do określania odległości od stacji radiolokacyjnej do radiosondy - D_N /.



Rys.12. Schemat blokowy radiosondy RKZ-1.

P r a c a r a d i o s o n d y . W miarę unoszenia się balonu z radiosondą obniża się ciśnienie atmosferyczne, puszki barometryczne rozszerzają się i powodują przesuwanie dźwigni z piórkami kontaktowymi po płytce kontaktowej.

W ten sposób następuje podłączanie do siatki lampy generatora albo termistora, albo oporu wzorcowego.

Przy połączeniu termistora, na siatkę generatora podawany będzie prąd, przepływający przez termistor, czyli prąd proporcjonalny do temperatury otaczającego powietrza.

Wielkość prądu podawanego na siatkę generatora warunkuje częstotliwość jego impulsów, które z kolei podawane są na siatkę lampy nadajnika, powodując przerwy w wysyłaniu impulsów odzewu /następuje zatykanie nadajnika/. Sygnały nadajnika odbiera stacja radiolokacyjna i rejestruje ilość przerw, spowodowanych zatykaniem nadajnika, jako tzw. c z ę s t o t l i w o ść t e m p e - r a t u r o w ą $/F_t/x/$.

Na podstawie ilości przerw $/F_t/$ można określić oporność termistora, a więc i jego temperaturę /temperaturę otaczającego powietrza/.

Określana w ten sposób temperatura byłaby niedokładna, ponieważ w miarę upływu czasu bateria zasilająca wyczerpuje się, a poszczególne elementy zespołu radiowego nagrzewają się i wobec tego zmianą częstości zatykania nadajnika nie jest proporcjonalna do zmiany temperatury. W celu wyeliminowania tych błędów zastosowany został bardzo stabilny opór, zwany oporem wzorcowym, który nie podlega działaniu temperatury otaczającego powietrza. W chwili gdy przełącznik barometryczny podłączy opór wzorcowy /a odłączy termistor/ na siatkę generatora podawany jest prąd zależny jedynie od stopnia wyczerpania baterii, a więc i impulsy generatora i zatykanie nadajnika będą proporcjonalne do stopnia wyczerpania baterii oraz nagrzania się poszczególnych elementów. Stacja radiolokacyjna przyjmie i zarejestruje częstość tych przerw jako tzw. c z ę s t o t l i - w o ść w z o r c o w ą $/E_{wz}/x/$.

Stosunek częstotliwości temperatury do częstotliwości wzorcowej $/\frac{F_t}{E_{wz}}/$ w każdej temperaturze otaczającej termistor jest inny, ale w takiej samej temperaturze, niezależnie od wyczerpania baterii, dla tej samej radiosondy, stosunek ten jest prawie identyczny. Ta zależność wykorzystana jest w radiosondzie RKZ-1. Każda radiosonda posiada swoje świadectwo cechowania, opracowane w zakładzie produkcyjnym. Wykres cechowania na świadectwie

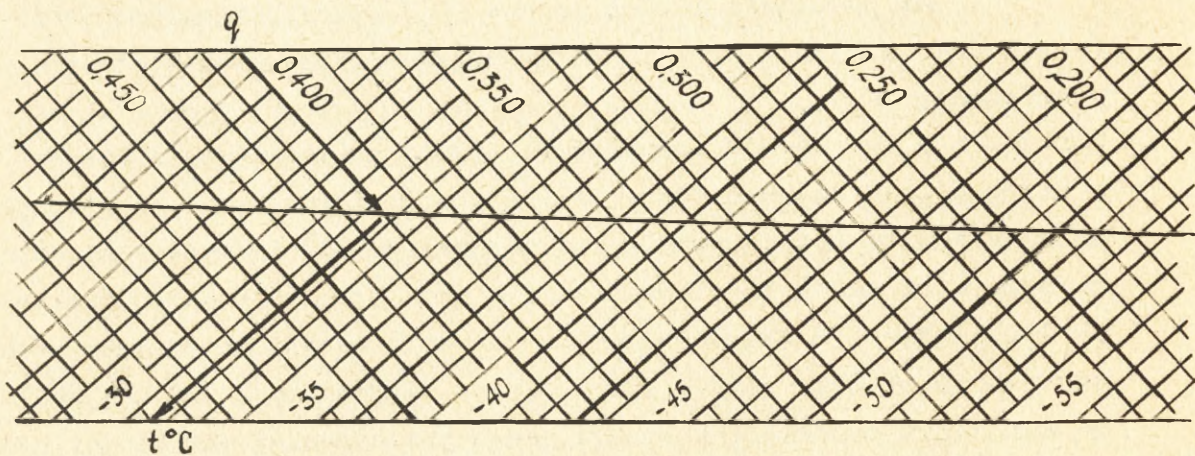
x/ Zakres częstotliwości temperaturowej od 100 do 2000 przerw na sekundę /100 hz odpowiada $t = - 80^{\circ}C$, 2000 hz - $+ 50^{\circ}C/$.

xx/ Zakres częstotliwości wzorcowej od 2000 do 2200 przerw na sekundę. W czasie trwania sondowania częstotliwość wzorcowa nie powinna się zmienić więcej niż o 40 przerw.

sporządza się w ten sposób, że mierzy się częstotliwość temperaturową F_t i częstotliwość wzorcową F_{wz} przy różnych temperaturach, po czym oblicza się współczynnik $q = \frac{F_t}{F_{wz}}$. Wartość temperatury i współcz. q nanosi się na wykres, przy czym q odkłada się według opisu górnego, a temperaturę według opisu dolnego.

Otrzymane punkty łączy się linią prostą.

Na świadectwie najmniejsza działka q ma wartość 0,005, a co 0,05 linie są pogrubione. Linie temperatury wykreślone są co 1° , a opisane co 5° /rys.13/.



Rys.13. Sposób określania temperatury na świadectwie cechowania radiosondy.

Wykresem posługujemy się w następujący sposób:

- na podstawie F_t i F_{wz} oblicza się q ;
- według górnego opisu znajdujemy linię o wartości obliczonego q i jej przecięcie z linią cechowania; punkt ten rzutujemy równoległe do linii temperatur na dolny opis wykresu i odczytujemy temperaturę.

Obliczenia temperatury wykonuje się na specjalnym arkuszu obliczeń wzór nr 2 /załącznik 3/ w następujący sposób:

- w kolumnie 2 wpisuje się częstotliwość temperaturową F_t ;
- w kolumnie 3 wpisuje się częstotliwość wzorcową F_{wz} ;
- w kolumnie 4 wpisuje się współczynnik $q = \frac{F_t}{F_{wz}}$ /z dokładnością do trzech miejsc po przecinku/;
- za pomocą świadectwa cechowania radiosondy, według wartości współcz. q , określa się temperaturę powietrza i wpisuje się w kolumnie 5 $t^\circ C$;

- z arkusza obliczeń wzór nr 1 /kolumna 6/ przepisuje się do kolumny 6 kolejne wysokości y .

Zmierzona i określona w ten sposób temperatura powietrza, w odróżnieniu od wiatru, jest temperaturą rzeczywistą na określonych wysokościach /a nie średnią/.

Na podstawie danych zawartych w arkuszu obliczeń wzór nr 2 / $t^{\circ}\text{C}$ i y / sporządza się również wykres wysokościowego rozkładu rzeczywistej temperatury powietrza. Sposób sporządzenia wykresu temperatury jest analogiczny; u dołu arkusza papieru wykreśla się oś temperatur / $t^{\circ}\text{C}$ / w skali 1 cm - 1°C . Skalę temperatur opisuje się tak, aby mieściły się wszystkie, występujące w danym sondowaniu temperatury powietrza.

Zespół radiowy radiosondy bierze również aktywny udział w określaniu odległości nachylonej / D_N / . Stacja radiolokacyjna RMS-1 nie odbiera własnych sygnałów odbitych od radiosondy, lecz sygnały odzewu wytwarzane przez modulator, a przekazywane przez nadajnik radiowy radiosondy. Dzięki takiemu rozwiązaniu konstrukcyjnemu zasięg pracy stacji radiolokacyjnej jest bardzo duży.

Sygnały radiosondy / F_t , F_{wz} / i wyniki obserwacji radiolokacyjnych / ε , T , D_N / odczytuje operator z taśmy stacji radiolokacyjnej w miarę ich ukazywania się na taśmie i przekazuje telefonicznie do samochodu specjalnego. W ciągu pierwszych trzech minut przekazuje się dane co 30 sekund, od 3 do 10 minuty -co minutę, a od 10 minuty - co 2 minuty.

Co 5 sekund na taśmie drukowane są częstotliwości albo temperaturowa, albo wzorcowa; oprócz częstotliwości na taśmie co 30 sek drukowane są: czas jaki upłynął od rozpoczęcia sondowania /w minutach/; kąt położenia radiosondy / ε /, azymut topograficzny kierunku na balon $\&$ radiosondą / T /, odległość nachylona do radiosondy / D_N /.

Czas zapisywany jest przy pomocy grupy trzycyfrowej w całych minutach, połowa minuty zaznaczona jest dodatkowo znakiem "+", a pełna minuta znakiem "-", np.: "007-" oznacza, że od wypuszczenia radiosondy upłynęło 7 minut; "007+" oznacza, że upłynęło 7 min i 30 sek.

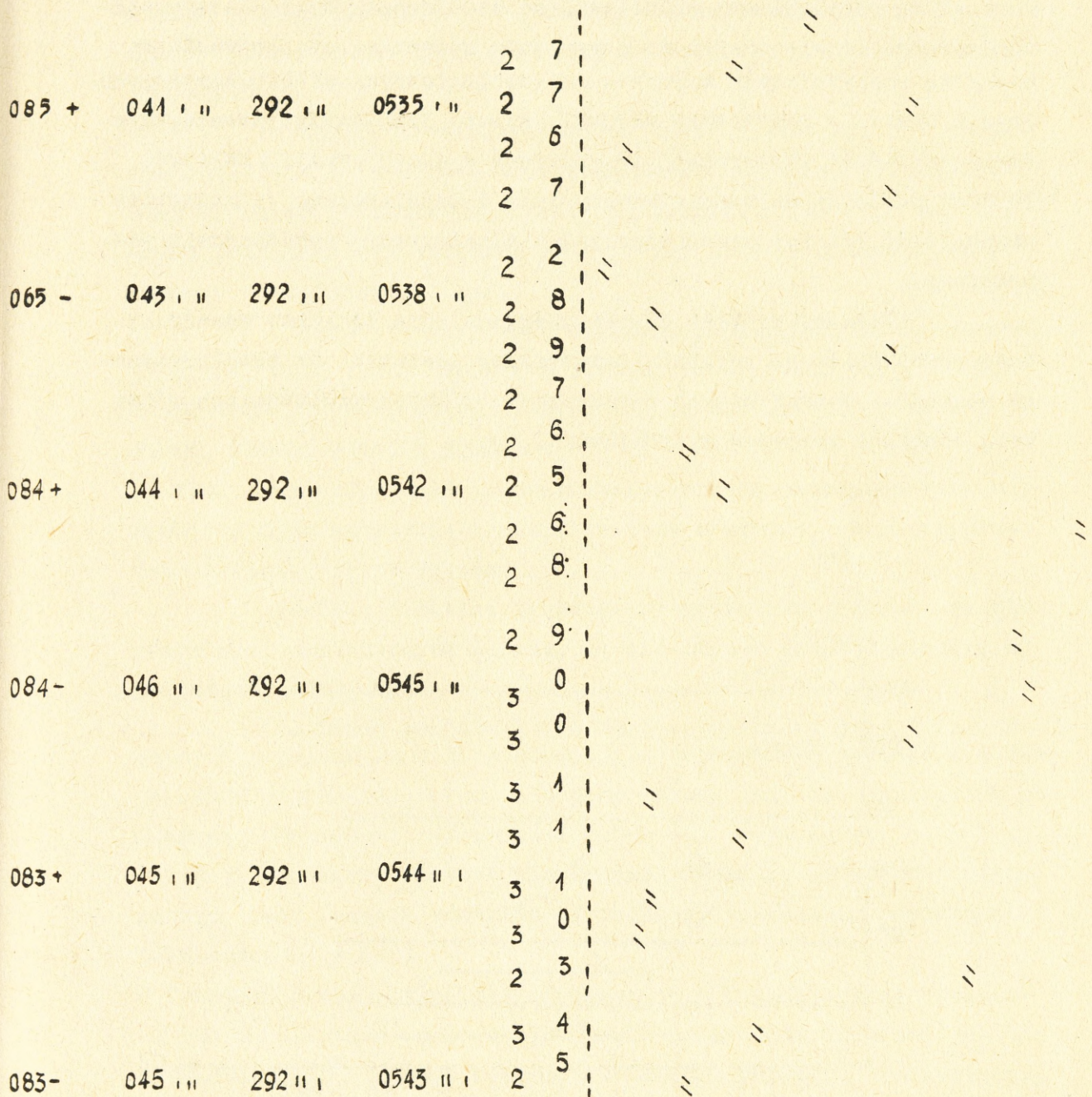
Kąt położenia / ε / i azymut / T / zapisywane są z dokładnością do 10 tysięcznych przy pomocy trzycyfrowych grup, a jednostki tysięcznych zaznaczone są przy pomocy odpowiedniego

położenia przecinka pomiędzy dwoma przecinkami stałymi oddalonymi od siebie o 10 mm, np. "035, ,,," oznacza kąt 3-57, albo "572,, ," oznacza 57-22.

Odległość nachylona zapisywana jest z dokładnością do 100 m w grupach czterocyfrowych, a dziesiątki metrów zaznaczone są za pomocą przecinka według tej samej zasady jak i kąty /"0058 , , ,," = 5850 m/.

Częstotliwości zapisywane są w setkach przerw/sek przy pomocy grup dwucyfrowych, a dziesiątki i jednostki przerw/sek - za pomocą przecinka pomiędzy dwoma dwuprecinkami oddalonymi od siebie o 100 mm /"21; , , ,," = 2125/.

Wartości zaznaczone przecinkami odczytuje się przy pomocy specjalnej linijki przezroczystej.

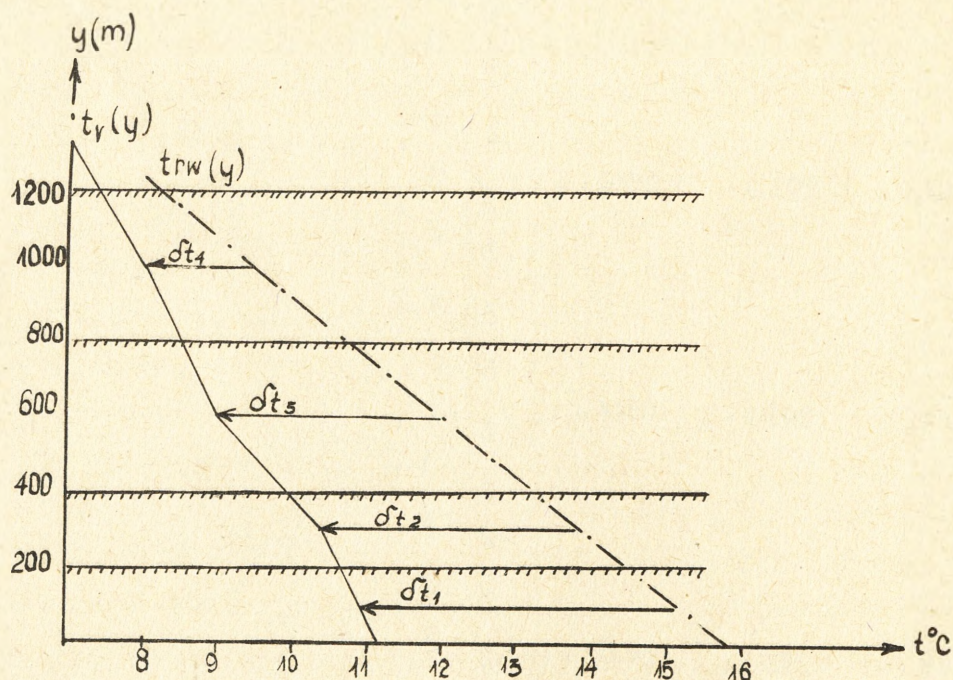


Rys.14. Wycinek taśmy z zapisem sygnałów radiosondy.

18. Średnia odchyłka temperatury powietrza

Podczas opracowywania tabel strzelniczych przyjęte zostały pewne średnie warunki meteorologiczne jako tzw. tabelaryczne. Warunki tabelaryczne przyjęto zarówno dla przyziemnej warstwy atmosfery, jak i dla wyższych warstw atmosfery. W praktyce rzeczywiste warunki meteorologiczne różnią się od tabelarycznych i dlatego podczas przygotowania danych do strzelania wprowadza się poprawki na odchyłkę rzeczywistych warunków meteorologicznych od tabelarycznych. Jeżeli chodzi o przyziemne warunki, sprawa jest bardzo prosta, wystarczy określić rzeczywistą ich wartość w danej chwili, obliczyć różnicę pomiędzy wartością rzeczywistą i tabelaryczną, a następnie pomnożyć tę różnicę przez odpowiedni tabelaryczny współczynnik poprawkowy.

Inaczej wygląda sprawa uwzględniania odchyłek rzeczywistego wysokościowego rozkładu temperatury powietrza od tabelarycznego rozkładu. W tych samych warunkach na różnych wysokościach różne będą odchyłki temperatury powietrza.



Rys.15. Odchyłki temperatury powietrza δt .

- - - - - rozkład tabelaryczny;
- rozkład rzeczywisty.

Uwzględnianie tych różnych odchyłek temperatury na różnych wysokościach, przez które przelatuje pocisk lub rakieta, praktycznie jest niemożliwe. Znacznie łatwiej jest określić jedną średnią odchyłkę temperatury powietrza dla całej warstwy, przez którą przelatuje pocisk lub rakieta i podczas przygotowania danych do strzelania wykorzystywać tylko tę jedną średnią odchyłkę temperatury powietrza.

W celu obliczenia średniej odchyłki temperatury powietrza dzieli się atmosferę na szereg warstw o różnej grubości; warstwy niżej położone mają mniejszą grubość /200 m/, a warstwy wyżej położone coraz większą grubość /aż do 2 km grubości, począwszy od wysokości 6 km/.

W praktyce przyjmuje się następujący podział na warstwy: 200, 400, 800, 1200, 1600, 2000, 2400, 3000, 4000, 5000, 6000, 8000, 10000, 12000, 14000, 16000, 18000, 20000, 22000, 24000, 26000, 28000, 30000 i 32000 m.

Podział taki podyktowany został koniecznością zabezpieczenia różnych rodzajów artylerii i rakiet w dane o wysokościowym rozkładzie temperatury powietrza.

Średnią odchyłkę temperatury powietrza oblicza się dla wszystkich wymienionych warstw, zawsze licząc grubość warstwy od powierzchni ziemi.

Ponieważ powietrze każdorazowo posiadać może inną wilgotność względną, a tabele strzelnicze opracowane zostały dla temperatury wirtualnej - tzn. dla temperatury jaką by miało suche powietrze o tym samym ciśnieniu i objętości co powietrze o 50 % wilgotności - należy obliczać nie średnią odchyłkę zmierzonej temperatury, lecz średnią odchyłkę wirtualnej temperatury powietrza od tabelarycznej / $\Delta \bar{t}$ /.

W tym celu zawsze określoną temperaturę $t^{\circ}\text{C}$ /zmierzoną przyziemną lub odczytaną z wykresu dla ustalonej wysokości/ przelicza się na wirtualną $t_v^{\circ}\text{C}$ /przez dodanie wirtualnej poprawki temperatury/, a następnie odlicza się średnią odchyłkę wirtualnej temperatury powietrza od tabelarycznej / $\Delta \bar{t}_i$ /.

Dla pierwszej /200-metrowej/ warstwy za średnią odchyłkę wirtualnej temperatury przyjmuje się rzeczywistą odchyłkę wirtualnej temperatury powietrza obliczoną dla środka warstwy, tzn. na wysokości 100 m.

W tym celu z wykresu wysokościowego rozkładu temperatury powietrza odczytuje się temperaturę na wysokości 100 m, dodaje do niej poprawkę wirtualną i odejmuje tabelaryczną temperaturę wirtualną na wysokości 100 m

$$\Delta\tau_{200} = t_{100}^{\circ\text{C}} + \Delta t_{\text{v}} - t_{\text{VN}100}$$

lub
$$\Delta\tau_{200} = t_{\text{V}100}^{\circ} - 15,3^{\circ}\text{C} = \delta t_{\text{V}100}$$

Średnią odchyłkę wirtualnej temperatury powietrza dla warstwy 400 m /od powierzchni ziemi do wysokości 400 m/ oblicza się jako średnią arytmetyczną średniej odchyłki wirtualnej temperatury powietrza dla warstwy poprzedniej / $\Delta\tau_{200}$ / i rzeczywistej odchyłki wirtualnej temperatury powietrza na środku przyrostu grubości warstwy / $\delta t_{\text{V}300}$ /.

$$\Delta\tau_{400} = \frac{\Delta\tau_{200} + \delta t_{\text{V}300}}{2}$$

W wypadkach gdy warstwa, dla której obliczamy $\Delta\tau$ nie jest wielokrotnością poprzedniej warstwy - np. obliczamy dla warstwy 1200 m, a poprzednia warstwa była 800 m - wówczas uwzględniamy to w ten sposób, że średnią odchyłkę wirtualnej temperatury powietrza dla poprzedniej warstwy powiększamy tyle razy ile razy warstwa ta jest większa od przyrostu grubości, następnie dodajemy rzeczywistą odchyłkę wirtualnej temperatury powietrza występującą na środku warstwy stanowiącej przyrost grubości i całość dzielimy przez liczbę warstw o grubości przyrostu, mieszczących się w całej warstwie, dla której obliczamy średnią odchyłkę.

Rozpatrzmy to na przykładzie warstwy o grubości 1200 m: poprzednią warstwą, dla której obliczona była średnia odchyłka wirtualnej temperatury powietrza była warstwa 800 m. Opierając się na poprzednich wyjaśnieniach, średnia odchyłka wirtualnej temperatury powietrza dla warstwy 1200 m będzie się równać

$$\Delta\tau_{1200} = \frac{\Delta\tau_{800} \cdot 2 + \delta t_{\text{V}1000}}{3}$$

gdzie: $2 = 800 : /1200 - 800/;$

$3 = 1200 : /1200 - 800/;$

Ogólny wzór na obliczanie średniej odchyłki wirtualnej temperatury powietrza można zapisać następująco:

$$\Delta \tau_i = \frac{\Delta \tau_{i-1} \cdot /n-1/ + \delta t_v}{n}$$

gdzie: $\Delta \tau_i$ - średnia odchyłka wirtualnej temperatury powietrza dla i-tej warstwy;

$\Delta \tau_{i-1}$ - średnia odchyłka wirtualnej temperatury powietrza dla warstwy poprzedniej / i-1/;

δt_v - odchyłka wirtualnej temperatury powietrza na wysokości odpowiadającej środkowi przyrostu grubości;

$$n = \frac{y_i}{y_i - y_{i-1}}$$

$/n-1/ = \frac{y_{i-1}}{y_i - y_{i-1}}$ - /y - wysokość górnej granicy odpowiedniej warstwy/.

Obliczenia średniej odchyłki wirtualnej temperatury powietrza wykonuje się na specjalnym arkuszu obliczeń wzór nr 3 /załącznik nr 4/ w następującej kolejności:

- według wysokości y /kolumna 1/ określa się z wykresu wysokościowego rozkładu temperatury wartości i wpisuje w kolumnie 2;
- posługując się tabelą wirtualnych poprawek temperatury, zamieniamy temperatury zmierzone na wirtualne według wzoru $t_v^{\circ} C = t^{\circ} C + \Delta t_v$ i wpisujemy w kolumnie 3;
- wykorzystując zawczasu wydrukowane wartości tabelarycznej wirtualnej temperatury powietrza, obliczamy odchyłki wirtualnej temperatury według wzoru $\delta t_v = t_v - t_{vN}$ i wpisujemy w kolumnie 5;
- dla wysokości Y = 0 i Y = 200 m /kolumna 6/ przepisujemy odrazu w kolumnie 12 wartości δt_{v0} i δt_{v100} jako $\Delta \tau_0$ i $\Delta \tau_{200}$;
- dla Y = 400 m i następnych, w kolumnie 7 wpisuje się zawsze wartość $\Delta \tau$ z kolumny 12 dla poprzedniej warstwy;
- w kolumnie 9 wpisuje się iloczyn $\Delta \tau_{i-1}$ /kolumna 7/ przez /n-1/ wpisane zawczasu w kolumnie 8;
- w kolumnie 10 wpisuje się sumę wartości iloczynu /kolumna 9/ i rzeczywistej odchyłki temperatury wirtualnej na wysokości środka przyrostu grubości warstwy /kolumna 5/;

- w kolumnie 12 wpisuje się iloraz wartości wpisanej w kolumnie 10 przez "n", zawczasu wpisane w kolumnie 11.

Doświadczalnie ustalono, że termistor radiosondy w porze dziennej na skutek bezpośredniego działania promieni słonecznych wskazuje wyższą temperaturę niż posiada otaczające powietrze i dlatego ostateczny wynik obliczeń temperatury należy poprawiać. Poprawki te są zawsze ujemne, a ich wielkość zależy od wysokości, szerokości geograficznej, pory roku i pory dnia.

W celu ułatwienia uwzględniania tych poprawek w praktyce, obliczono poprawki odrazu dla średnich odchyłek temperatury powietrza jako zależne tylko od wysokości warstwy, dla której oblicza się średnią odchyłkę temperatury i prędkości wznoszenia balonu z radiosondą.

W tym celu na arkuszu obliczeń średniej odchyłki wirtualnej temperatury powietrza /wzór nr 3/ w kolumnie 13 wpisuje się prędkość wznoszenia radiosondy /według arkusza obliczeń wiatru średniego wzór nr 1/, w kolumnie 14 wielkość poprawki temperatury powietrza na bezpośrednie promieniowanie słoneczne / δt_{pr} /, a w kolumnie 15 poprawioną średnią odchyłkę wirtualnej temperatury powietrza. Wzór arkusza obliczeń średniej wirtualnej odchyłki temperatury powietrza przedstawia załącznik 4, a tabelę poprawek średniej odchyłki wirtualnej temperatury powietrza na promieniowanie słoneczne - załącznik 9.

19. Średnia względna odchyłka gęstości powietrza

Odchyłkę gęstości powietrza uwzględnia się tylko podczas przygotowania danych do strzelania w artylerii przeciwlotniczej wykorzystującej przyrząd centralny PUAZO i w artylerii morskiej wykorzystującej przyrząd PUS.

Jak już wiemy gęstość powietrza każdorazowo może być różna, jednak zawsze pozostaje ona w ścisłej zależności z ciśnieniem atmosferycznym i temperaturą powietrza.

$$P = 10,2 \frac{h}{RT_v}$$

gdzie: P - gęstość powietrza;

h - ciśnienie atmosferyczne /w mb/;

R - właściwa stała gazowa suchego powietrza;

T_v -bezwzględna wirtualna temperatura powietrza.

Odchyłka gęstości powietrza od tabelarycznej jest równa różnicy

$$\Delta P = P - P_N$$

gdzie: ΔP - odchyłka gęstości powietrza;

P - rzeczywista /obliczona/ gęstość powietrza;

P_N - tabelaryczna gęstość powietrza.

Zaś względna odchyłka gęstości powietrza, wyrażona w procentach względem tabelarycznej jest równa:

$$\delta_P = \left[\frac{P - P_N}{P_N} \right] \cdot 100 = \left[\frac{\frac{10,2 h}{RT_v} - \frac{10,2 h_N}{RT_{vN}}}{\frac{10,2 h_N}{RT_{vN}}} \right] \cdot 100$$

Wyłączając przed nawias $\frac{10,2}{R}$ otrzymamy

$$\delta_P = \frac{\frac{10,2}{R} \left[\frac{h}{T_v} - \frac{h_N}{T_{vN}} \right] \cdot 100}{\frac{10,2}{R} \cdot \frac{h_N}{T_{vN}}} = \frac{\left[\frac{h}{T_v} - \frac{h_N}{T_{vN}} \right] \cdot 100}{\frac{h_N}{T_{vN}}}$$

$$= \frac{T_{vN}}{h_N} \left[\frac{h}{T_v} - \frac{h_N}{T_{vN}} \right] \cdot 100 = \left[\frac{T_{vN} \cdot h}{h_N \cdot T_v} - \frac{T_{vN} \cdot h_N}{h_N \cdot T_{vN}} \right] \cdot 100 =$$

$$= \left[\frac{T_{vN} \cdot h}{h_N \cdot T_v} - 1 \right] \cdot 100$$

Ponieważ T_{vN} i h_N są wartościami tabelarycznymi można zawczasu obliczyć ich stosunek na różnych wysokościach y

$$\frac{T_{vN}}{h_N} = b$$

i wówczas wzór ostateczny na względną odchyłkę gęstości powietrza przyjmie postać:

$$\delta_{P_i} = \left[\frac{b_i \cdot h_i}{T_{v_i}} - 1 \right] \cdot 100,$$

albo

$$\delta_{P_i} = \left[\frac{b_i \cdot h_i}{273 + t_{v_i}} - 1 \right] \cdot 100.$$

TABELA 6

Wartości współczynnika b

y	0	100	300	600	1000	1400	1800	2200	2700
b	0,289	0,292	0,297	0,306	0,319	0,331	0,345	0,359	0,378

3500	4500	5500	7000	9000
0,410	0,456	0,508	0,601	0,760

Ciśnienie atmosferyczne na poszczególnych wysokościach h_i oblicza się według znanego już wzoru:

$$h_i = h_0 \cdot e^{-\frac{1}{R} \int_0^{y_i} \frac{dy}{T}} \quad x/$$

Ponieważ odchyłkę gęstości powietrza oblicza się tylko do wysokości 10 km, a tabelaryczny wysokościowy rozkład temperatury powietrza do wysokości 9300 m jest liniowy; można zastąpić kolejne przyrosty wysokości dy konkretną wysokością y_1 a rzeczywistą temperaturę T średnią bezwzględną temperaturę wirtualną $T_{vśr}$ i wówczas wzór przyjmie postać:

$$h_i = h_0 \cdot e^{-\frac{y_1}{RT_{vśr}}}$$

albo

$$\frac{h_i}{h_0} = e^{-\frac{y_1}{RT_{vśr}}}$$

Logarytmując powyższe wyrażenia otrzymamy

$$\ln \frac{h_i}{h_0} = -\frac{y_1}{RT_{vśr}}$$

albo

$$\lg \frac{h_i}{h_0} = -\frac{y_1}{2,3 RT_{vśr}}$$

stąd

$$\lg h_i = \lg h_0 - \frac{y_1}{2,3 RT_{vśr}}$$

x/ Patrz zagadnienie 10. Ciśnienie atmosferyczne.

Ponieważ $2,3 R$ jest wielkością stałą, a y_1 możemy zawczasu ustalić - wobec tego można też zawczasu, dla ustalonych wysokości y_1 , obliczyć stosunek

$$\frac{y_1}{2,3 R} = a'$$

Wobec tego wzór na obliczenie ciśnienia można zapisać w ostatecznej formie jako

$$\lg h_1 = \lg h_0 - \frac{a'}{T_{V\text{śr}}}$$

gdzie: h_1 - ciśnienie atmosferyczne na wysokości y_1 ;

h_0 - przyziemne ciśnienie atmosferyczne /w mb/;

$T_{V\text{śr}}$ - średnia bezwzględna temperatura wirtualna w warstwie od powierzchni ziemi do wysokości y_1 .

Wartości współczynnika a'

TABELA 7

y	100	300	600	1000	1400	1800
a'	1,484	4,451	8,902	14,84	20,77	26,71

2200	2700	3500	4500	5500	7000	9000
32,64	40,06	51,93	66,77	81,61	103,86	133,54

W praktyce nie jest jednak potrzebna bezpośrednia odchyłka gęstości powietrza na określonej wysokości y_1 , lecz średnia odchyłka gęstości powietrza dla określonej warstwy atmosfery. W tym celu warstwę atmosfery o grubości ogólnej 10000 m dzieli się na mniejsze warstwy w sposób identyczny jak podczas obliczenia średniej odchyłki wirtualnej temperatury powietrza. Obliczenie średniej odchyłki gęstości powietrza wykonuje się w podobny sposób

$$\Delta P_i = \frac{\Delta P_{i-1} \cdot /n - 1/ + \sigma_P}{n}$$

gdzie: ΔP_i - średnia względna odchyłka gęstości powietrza dla i-tej warstwy atmosfery;

ΔP_{i-1} - średnia względna odchyłka gęstości powietrza dla poprzedniej warstwy atmosfery;

σ_P - względna rzeczywista odchyłka gęstości powietrza na wysokości odpowiadającej środkowi przyrostu grubości warstwy;

$$n = \frac{y_i}{y_i - y_{i-1}} .$$

Wyliczenia średniej względnej odchyłki gęstości powietrza wykonuje się na specjalnym arkuszu wyliczeń wzór nr 4 w następującej kolejności /załącznik 5/:

1. Dla wymienionych w kolumnie 1 wysokości przepisuje się z arkusza wzór nr 3 /kolumna 2/ wartości temperatury powietrza do kolumny 2 oraz - stosując interpolację - wartości średniej odchyłki wirtualnej temperatury powietrza $\Delta \tau$ /kolumna 15/ do kolumny 3.
2. Wylicza się i zapisuje w kolumnie 5 wartości średniej bezwzględnej temperatury wirtualnej w warstwach od powierzchni ziemi do wysokości wskazanych w kolumnie 1. Obliczenia przeprowadza się według wzoru $T_{v\text{śr}} = T_{N\text{śr}} + \Delta \tau_i$,

gdzie: $T_{N\text{śr}}$ - tabelaryczna średnia wirtualna temperatura powietrza w warstwie od powierzchni ziemi do wysokości wskazanej w kolumnie 1 /zawczasu wpisane w kolumnie 4/.

3. Wylicza się i zapisuje w kolumnie 9 wartości ciśnienia atmosferycznego na wysokościach wskazanych w kolumnie 1. Wyliczenia przeprowadza się z wykorzystaniem tabel logarytmów lub suwaka logarytmicznego według wzoru:

$$\lg h = \lg h_0 - \frac{a'}{T_{v\text{śr}}}$$

Wartości $\lg h$ /dla $y = 0$ $\lg h_0$ / wpisuje się w kolumnie 8.

Współczynniki a' są wpisane zawczasu w kolumnie 6. Stosunek $\frac{a'}{T_{v\text{śr}}}$ wpisuje się w kolumnie 7.

4. Wylicza się względną odchyłkę gęstości powietrza P w % od wartości tabelarycznej na wysokości y /kolumna 1/ według znanych wartości ciśnienia /kolumna 9/ i temperatury /kolumna 2/.

Obliczenia wykonuje się zwykle na logarytmicznym kręgu gęstości, wchodzącym w skład kompletu AMP-53 i zapisuje się w kolumnie 10. Obliczenia powyższe można również wykonywać metodą rachunkową z wykorzystaniem suwaka logarytmicznego według wzoru

$$\delta P = \frac{b \cdot h}{273 + t_{v_1}} - 1 \cdot 100$$

Wartości współczynnika b zawarte są w tabeli 6; wartość t_{v_1} należy dodatkowo obliczyć lub odczytać z kolumny 3 arkusza nr 3.

Uwaga: wartości t_i /kolumna 2/ wykorzystywane są podczas określania δP za pomocą kręgu gęstości.

5. Wylicza się średnią względną odchyłkę gęstości powietrza P_i /w %/ w warstwach od powierzchni ziemi do wysokości Y , wskazanych w kolumnie 11, w sposób analogiczny jak średnią odchyłkę temperatury powietrza, według wzoru

$$\Delta P = \frac{\Delta P_{i-1} \cdot /n - 1/ + \delta P}{n}$$

i wpisuje w kolumnie 17.

20. Komunikat meteorologiczny "Meteośredni" /"Meteo 11"/

Wszystkie dane meteorologiczne potrzebne do przygotowania nastaw do strzelania artylerii naziemnej i przeciwlotniczej oraz rakiet taktycznych określają i obliczają artyleryjskie stacje meteorologiczne, a następnie przekazują je zainteresowanym oddziałom i pododdziałom.

W celu uproszczenia zasad przekazywania danych meteorologicznych stosuje się specjalny stały układ grup cyfr /szyfr/, z których każda ma ściśle określone znaczenie. Tego rodzaju informacje noszą ogólną nazwę komunikatów meteorologicznych.

Ponieważ dane meteorologiczne przekazywane dla artylerii i rakiet są danymi średnimi, więc i komunikat meteorologiczny nosi nazwę "M e t e o ś r e d n i", o umownym oznaczeniu "11" /"Meteo 11"/.

Komunikat "Meteośredni"/meteo 11/ zawiera następujące dane meteorologiczne:

- odchyłki ciśnienia atmosferycznego i wirtualnej temperatury powietrza w warstwie przyziemnej od ich wartości tabelarycznych w miejscu rozmieszczenia stacji meteorologicznej, określone po zakończeniu sondowania;

- wiatr średni dla ustalonych wysokości: 200, 400, 800, 1200, 1600, 2000, 2400, 3000, 4000, 5000, 6000, 8000, 10000, 12000, 14000, 18000, 22000, 26000 i 30000 metrów;
- średnie odchyłki temperatury wirtualnej i średnie odchyłki gęstości powietrza od ich wartości tabelarycznych w warstwach atmosfery od powierzchni Ziemi do tych samych ustalonych wysokości /odchyłki gęstości powietrza tylko do wysokości 10000 m/.

Znaków "minus", oznaczających ujemne wartości, w komunikacie nie umieszcza się. Do umownego oznaczenia ujemnej wartości jakiegokolwiek czynnika meteorologicznego, zamiast znaku "minus", stosuje się powiększenie bezwzględnej wartości/pierwszej cyfry grupy przeznaczonej dla danego czynnika o 5. Na przykład - dla odchyłki ciśnienia przeznaczona jest grupa trzycyfrowa, a dla odchyłki temperatury powietrza grupa dwucyfrowa - określona odchyłka ciśnienia wynosi - 15 mm Hg, a odchyłka temperatury -10°C; w komunikacie będzie to zapisane jako "515" i "60".

Jeżeli odchyłka temperatury osiąga wartości -50°C i niższe, to w komunikacie podaje się tę odchyłkę bez dodawania umownej cyfry 5. Osoba rozszyfrowująca taki komunikat, odczytując odchyłkę temperatury powinna ustalić czy 52 oznacza -2°, czy -52°.

Według podobnej zasady zaznacza się wysokość stacji meteorologicznej, w wypadku gdy znajduje się ona poniżej poziomu morza.

Komunikat "Meteośredni" zestawia się według następującego schematu:

Meteo 11 NN - DDGGM - ZZZZ	-	Δh	Δh	Δh	Δt_0	Δt_0	-			
	-	02	ΔP	ΔP	-	Δt	Δt	T_w	T_w	VV
	-	04	ΔP	ΔP	-	Δt	Δt	T_w	T_w	VV
	-	08	ΔP	ΔP	-	Δt	Δt	T_w	T_w	VV
	-	12	ΔP	ΔP	-	Δt	Δt	T_w	T_w	VV
	-	16	ΔP	ΔP	-	Δt	Δt	T_w	T_w	VV
	-	20	ΔP	ΔP	-	Δt	Δt	T_w	T_w	VV
	-	24	ΔP	ΔP	-	Δt	Δt	T_w	T_w	VV
	-	30	ΔP	ΔP	-	Δt	Δt	T_w	T_w	VV
	-	40	ΔP	ΔP	-	Δt	Δt	T_w	T_w	VV
	-	50	ΔP	ΔP	-	Δt	Δt	T_w	T_w	VV
	-	60	ΔP	ΔP	-	Δt	Δt	T_w	T_w	VV

- 80 ΔP ΔP - Δt Δt T_w T_w VV
 - 10 ΔP ΔP - Δt Δt T_w T_w VV
 - 12 - Δt Δt T_w T_w VV
 - 14 - Δt Δt T_w T_w VV
 - 18 - Δt Δt T_w T_w VV
 - 22 - Δt Δt T_w T_w VV
 - 26 - Δt Δt T_w T_w VV
 - 30 - Δt Δt T_w T_w VV- Y_t Y_t Y_w Y_w .

Znaczenie liter i cyfr w tym schemacie jest następujące:

- Meteo 11 - umowne oznaczenie komunikatu "Meteośredni";
 NN - umowny numer stacji meteorologicznej;
 DD - dzień miesiąca;
 GGM - godziny i dziesiątki minut zakończenia sondowania atmosfery;
 ZZZZ - wysokość stacji meteorologicznej nad poziomem morza w metrach;
 Δh Δh Δh - odchyłka ciśnienia atmosferycznego w warstwie przyziemnej od tabelarycznego na poziomie stacji meteorologicznej w mm Hg;
 Δt_o Δt_o - odchyłka wirtualnej temperatury powietrza w warstwie przyziemnej od tabelarycznej w stopniach;
 02,04,08 itd. do 80 - ustalone wysokości /wierzchołkowe/ w setkach metrów;
 10,12,14 itd. do 30 - ustalone wysokości /wierzchołkowe/ w kilometrach;
 ΔP ΔP - średnia względna odchyłka gęstości powietrza od tabelarycznej w warstwie atmosfery od powierzchni Ziemi do ustalonej wysokości w procentach;
 Δt Δt - średnia odchyłka wirtualnej temperatury powietrza od tabelarycznej w warstwie atmosfery od powierzchni Ziemi do ustalonej wysokości w stopniach;
 VV - prędkość wiatru średniego w m/sek;
 Y_t Y_t - osiągnięta wysokość sondowania temperatury w kilometrach, powyżej której dane o odchyłkach temperatury obliczone poprzez ekstrapolację;
 Y_w Y_w - osiągnięta wysokość sondowania wiatru w kilometrach, powyżej której dane o wietrze obliczone poprzez ekstrapolację.
 T_w T_w - azymut topograficzny kierunku wiatru średniego /skąd wieje/ w setkach tysięcznych.

Komunikat Meteośredni zestawia się na specjalnym arkuszu obliczeń wzór nr 5 w następujący sposób /załącznik 6/:

1. W górnej części arkusza wpisuje się datę i godzinę rozpoczęcia i zakończenia sondowania; współrzędne i wysokość stacji meteorologicznej; dane przyziemne w chwili zestawiania komunikatu: t_o^o , t_v^o , Δt_{v_o} , h_o i Δh_o .
 2. Według wysokości wpisanych w kolumnie 1, wpisuje się w kolumnie 2 średnie odchyłki gęstości powietrza /z arkusza wzór nr 4/, w kolumnie 3 średnie odchyłki temperatury powietrza /z arkusza wzór nr 3/, w kolumnie 4 i 5 azymut i prędkość wiatru średniego /z wykresu wysokościowego rozkładu wiatru/.
 3. W prawej części arkusza zestawia się komunikat według ustalonego wzoru. Numer stacji meteorologicznej wpisuje się taki, jaki został jej nadany w zarządzeniu bojowym.
- Wszystkie dane meteorologiczne podaje się z dokładnością do całych jednostek stosując zaokrąglenie w bliższą stronę; 0,5 zaokrągla się w stronę parzystych liczb /np. 1,5 oraz 2,5 - jako 2/. Azymuty wiatru wpisane w kolumnie 4 zmienia się o 30-00 i zaokrągla do całych setek tysięcznych.

IV. OBLICZANIE DANYCH METEOROLOGICZNYCH POTRZEBNYCH DO STRZELANIA
ARTYLERII NAZIEMNEJ

W artylerii naziemnej do dokładnego przygotowania danych do strzelania potrzebne są następujące dane meteorologiczne:

- odchyłka przyziemnego ciśnienia atmosferycznego / Δh /
w mm Hg w rejonie SO;
- odchyłka przyziemnej temperatury wirtualnej powietrza
/ Δt_v^0 / w stopniach;
- balistyczna odchyłka temperatury powietrza w warstwie atmosfery od powierzchni Ziemi do wierzchołka toru lotu pocisku w stopniach;
- wiatr balistyczny /podłużna i poprzeczna składowa wiatru balistycznego/ w warstwie atmosfery od powierzchni Ziemi do wierzchołka toru lotu pocisku.

Komunikat meteorologiczny "Meteośredni", którym posługuje się artyleria naziemna, zawiera wszystkie dane, na podstawie których można łatwo obliczyć wartości balistyczne poszczególnych elementów meteorologicznych potrzebne do obliczania poprawek donośności i kierunku.

21. Obliczenie odchyłki przyziemnego ciśnienia atmosferycznego

Odchyłkę przyziemnego ciśnienia atmosferycznego od tabelarycznego określa się na stacji meteorologicznej na podstawie ciśnienia zmierzonego po zakończeniu sondowania atmosfery, jako różnicę pomiędzy ciśnieniem zmierzonym a tabelarycznym

$$\Delta h_m = h_m - 750.$$

Jeżeli zestawia się wznowiony komunikat - ciśnienie atmosferyczne mierzy się bezpośrednio przed jego zestawieniem.

Obliczona w ten sposób odchyłka umieszczana jest następnie w komunikacie Meteośrednim i dociera w niezmienionej postaci do oddziałów i pododdziałów wykorzystujących komunikat.

W baterii /dywizjonie/, ze względu na możliwą różnicę wysokości stacji meteorologicznej i baterii, odchyłkę przyziemnego ciśnienia zmierzoną na SM należy przeliczyć /sprowadzić/ do poziomu baterii. Ponieważ różnice wysokości SM i SO są zwykle niewielkie i zmiana ciśnienia powoduje stosunkowo niedużą zmianę donośności strzelania, przeliczenie przeprowadza się z wykorzystaniem uproszczonego średniego stopnia barometrycznego -

wynoszącego 1 mm Hg na 10 m różnicy wysokości. Jeżeli SO jest niżej położone niż stacja meteorologiczna, ciśnienie na jego poziomie będzie większe, czyli i odchyłka ciśnienia przyziemnego będzie też większa o Δh_z .

$$\Delta h_B = h_m + \Delta h_z - 750.$$

I odwrotnie, jeżeli SO położone jest wyżej niż stacja meteorologiczna, odchyłka ciśnienia atmosferycznego na stanowisku ogniowym będzie mniejsza o Δh_z .

Przeliczanie odchyłki ciśnienia wykonuje się w następujący sposób:

- z komunikatu meteorologicznego odczytuje się wysokość stacji meteorologicznej nad poziomem morza $/Z_m/$ oraz odchyłkę ciśnienia atmosferycznego na tej wysokości $/\Delta h_m/$;
- oblicza się różnicę wysokości stacji meteorologicznej i baterii

$$\Delta Z_h = Z_m - Z_B;$$

- wykorzystując uproszczony stopień barometryczny równy 1 mm Hg /10 m /0,1 mm Hg na 1 m/ oblicza się poprawkę ciśnienia

$$\Delta h_z = 0,1 \cdot \Delta Z_h;$$

- obliczoną poprawkę ciśnienia na różnicę wysokości $/\Delta h_z/$ dodaje się z jej znakiem do odchyłki ciśnienia odczytanej z komunikatu $/\Delta h_m/$ i otrzymuje się w ten sposób odchyłkę ciśnienia na poziomie SO

$$\Delta h_B = \Delta h_m + \Delta h_z.$$

22. Obliczanie odchyłki przyziemnej wirtualnej temperatury powietrza

Odchyłkę przyziemnej temperatury wirtualnej oblicza się na stacji meteorologicznej bezpośrednio przed wysłaniem komunikatu "Meteośredniego" /jeżeli wykonywano sondowanie - po zakończeniu sondowania/ i umieszcza się ją w odpowiedniej grupie komunikatu.

Odchyłkę wirtualnej przyziemnej temperatury powietrza określa się w następujący sposób:

- odczytuje się z termometru "suchego" temperaturę powietrza $/t_o^{\circ}/$;

- na podstawie temperatury t_o / odszukuje się poprawkę wirtualną i oblicza temperaturę wirtualną t_{v_o} /

$$t_{v_o} = t_o + \Delta t_v;$$

- odejmując od temperatury wirtualnej t_{v_o} / temperaturę tabelaryczną $t_{v_{NO}} = 15,9^{\circ}\text{C}$ / otrzymujemy odchyłkę przyziemnej wirtualnej temperatury powietrza Δt_{v_o} /

$$\Delta t_{v_o} = t_{v_o} - 15,9.$$

29. Obliczanie balistycznej odchyłki temperatury powietrza

Obliczanie balistycznej odchyłki temperatury powietrza wykonuje się bezpośrednio w bateriach artylerii na podstawie średnich odchyłek temperatury powietrza ΔT zawartych w komunikacie "Meteośrednim".

W pierwszej kolejności wyjaśnimy sens balistycznej odchyłki temperatury powietrza.

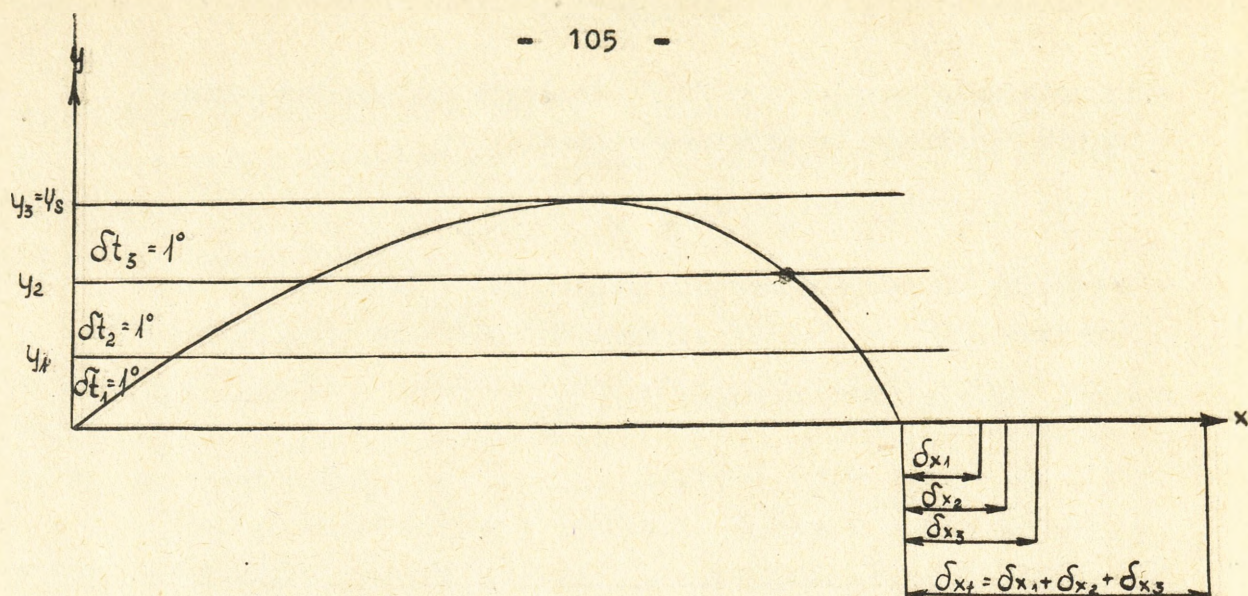
Takie same rzeczywiste odchyłki temperatury powietrza od tabelarycznej temperatury na różnych wysokościach nie wpływają w jednakowy sposób na lot pocisku. Wynika to przede wszystkim z różnicy czasów przebywania pocisku w kolejnych warstwach atmosfery; początkowo prędkość pocisku jest duża, kąt zawarty pomiędzy poziomą a styczną do toru też duży, a wobec tego i czas przebywania pocisku w dolnej warstwie atmosfery będzie krótszy niż czas przebywania pocisku w takiej samej warstwie, ale wyżej położonej. W związku z tym i odchyłki donośności, powstające wskutek działania odchyłki temperatury, będą mniejsze w niższych warstwach niż w wyższych.

Podzielmy całą warstwę, przez którą przelatuje pocisk, na trzy równe części /do dokładnych obliczeń cały tor dzieli się na kilkanaście, a nawet kilkadziesiąt warstw/;

zakładamy:

1. W warstwie atmosfery od 0 do y_1 istnieje odchyłka temperatury powietrza $\delta t_1 = 1^{\circ}$, w pozostałych dwóch warstwach istnieje temperatura tabelaryczna - czyli $\delta t_2 = \delta t_3 = 0$.

W wyniku istnienia odchyłki temperatury $\Delta t_1 = 1^{\circ}$ nastąpi odchyłka donośności δx_1 .



Rys. 16. Wpływ odchyłki temperatury powietrza na donośność lotu pocisku.

2. W warstwie od y_1 do y_2 istnieje odchyłka temperatury $\delta t_2 = 1^\circ$, natomiast w warstwach od 0 do y_1 i od y_2 do y_3 istnieje temperatura tabelaryczna, tzn. $\delta t_1 = \delta t_3 = 0$.

W wyniku istnienia odchyłki temperatury δt_2 nastąpi uchylenie pocisku w donośności o wielkość δx_2 .

3. W warstwie od y_2 do y_3 istnieje odchyłka temperatury powietrza od tabelarycznej $\delta t_3 = 1^\circ$, natomiast w warstwie od 0 do y_2 $\delta t_1 = \delta t_2 = 0$.

Ta odchyłka temperatury δt_3 spowoduje odchyłkę donośności δx_3 .

Poszczególne odchyłki donośności nie są sobie równe / $\delta x_1 \neq \delta x_2 \neq \delta x_3$ /, chociaż spowodowane były takimi samymi odchyłkami temperatury powietrza / $\delta t_1 = \delta t_2 = \delta t_3 = 1^\circ$ / i sumaryczne uchylenie w donośności δX , będzie równe sumie

$$\delta x_1 + \delta x_2 + \delta x_3 = \delta X.$$

Sumaryczne uchylenie w donośności δX , spowodowane odchyłką temperatury powietrza o 1° nazywa się współczynnikiem poprawkowym i umieszczone jest w tabelach strzelniczych jako ΔX_t .

W wypadku, gdy we wszystkich warstwach, przez które przelatuje pocisk /od 0 do $y_3 = y_g$ /, będą występować jednakowe odchyłki temperatury powietrza, ale różne od 1° - np.

$$\Delta t_1 = \Delta t_2 = \Delta t_3 = \Delta t, \text{ to sumaryczne uchylenie w donośności } \Delta X$$

będzie równe iloczynowi $\Delta t \cdot \delta X$, ponieważ

$$\begin{aligned}\Delta X &= \Delta t_1 \cdot \delta X_1 + \Delta t_2 \cdot \delta X_2 + \Delta t_3 \cdot \delta X_3 = \\ &= \Delta t / \delta X_1 + \delta X_2 + \delta X_3 / = \Delta t \cdot \delta X.\end{aligned}$$

W praktyce jednak odchyłki temperatury na różnych wysokościach są różne /w naszym wypadku średnie odchyłki temperatury w poszczególnych warstwach/ i dlatego, chcąc określić sumaryczne uchylenie w donośności nie możemy stosować wzoru $\Delta X = \Delta t \cdot \delta X$, ponieważ $\Delta t_1 \neq \Delta t_2 \neq \Delta t_3 \neq \Delta t$, ani wzoru

$\Delta X = \Delta t_1 \cdot \delta X_1 + \Delta t_2 \cdot \delta X_2 + \Delta t_3 \cdot \delta X_3$, ponieważ nie znamy wartości $\delta X_1, \delta X_2, \delta X_3$, lecz ich sumę $\delta X / \Delta X_{t^0} /$.

Aby można było obliczyć sumaryczne uchylenie w donośności ΔX według wzoru

$$\Delta X = \Delta t \cdot \delta X$$

musimy znaleźć takie Δt obliczone, aby

$$\Delta t \cdot \delta X = \Delta t_1 \cdot \delta X_1 + \Delta t_2 \cdot \delta X_2 + \Delta t_3 \cdot \delta X_3.$$

Wyliczmy z równania tego wartość Δt

$$\Delta t = \frac{\delta X_1}{\delta X} \cdot \Delta t_1 + \frac{\delta X_2}{\delta X} \cdot \Delta t_2 + \frac{\delta X_3}{\delta X} \cdot \Delta t_3.$$

Dla ogólnego wypadku, gdy cały tor podzielony będzie na n warstw, wzór powyższy można zapisać

$$\Delta t = \sum_{i=1}^{i=n} \frac{\delta X_i}{\delta X} \cdot \Delta t_i.$$

Obliczona właśnie w ten sposób odchyłka temperatury powietrza Δt nazywa się balistyczną odchyłką temperatury powietrza.

Balistyczna odchyłka temperatury powietrza jest to taka wyliczona odchyłka - jednakowa w całej warstwie atmosfery, przez którą przelatuje pocisk, która wywołuje takie same uchylenie w donośności jak rzeczywiste odchyłki, różne na różnych wysokościach.

Wartości $\Delta t_1, \Delta t_2$ i Δt_3 są to odchyłki temperatury powietrza od tabelarycznej w poszczególnych warstwach;

współczynniki $\frac{\delta x_1}{\delta x}$, $\frac{\delta x_2}{\delta x}$ i $\frac{\delta x_3}{\delta x}$ wyrażają stosunki pomiędzy odchyłkami donośności powstałymi wskutek odchyłki temperatury powietrza o 1° w poszczególnych warstwach / δx_1 / a sumaryczną odchyłką donośności powstałą wskutek odchyłki temperatury powietrza o 1° we wszystkich warstwach. δx .

Współczynniki te przyjęto nazywać " w a g a m i w a r s t w " i oznacza się je w balistyce literą q .
Suma wszystkich wag równa się jedności - np.

$$\delta x_1 = 10 \text{ m}, \delta x_2 = 20 \text{ m}, \delta x_3 = 30 \text{ m}.$$

$$\delta x = \delta x_1 + \delta x_2 + \delta x_3 = 10 + 20 + 30 = 60 \text{ m}$$

$$q_1 = \frac{\delta x_1}{\delta x} = \frac{10}{60}$$

$$q_2 = \frac{\delta x_2}{\delta x} = \frac{20}{60}$$

$$q_3 = \frac{\delta x_3}{\delta x} = \frac{30}{60}$$

$$q_1 + q_2 + q_3 = \frac{10}{60} + \frac{20}{60} + \frac{30}{60} = \frac{60}{60} = 1.$$

Wagi warstw dla poszczególnych elementów meteorologicznych można znaleźć w odpowiednich tablicach z balistyki zewnętrznej.

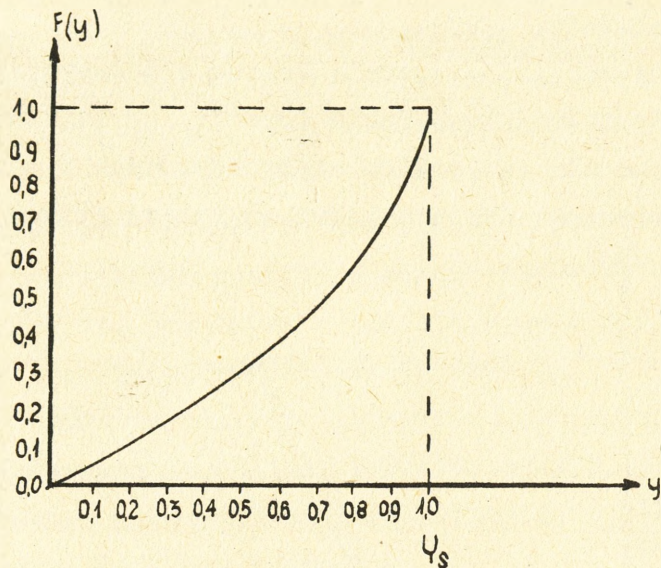
W balistyce istnieje kilka mniej lub bardziej dokładnych metod obliczania wag warstw.

Ogólnie wpływ określonego elementu meteorologicznego na lot pocisku /rakiety/ charakteryzuje się przy pomocy tak zwanych funkcji wagowych $F/y/$;

$$F/y/ = \frac{\delta x / y /}{\delta x}$$

Wykresy funkcji wagowych sporządza się w ten sposób, że na osi pionowej odkładane są wartości wag jako zmienne zależne od wysokości $F/y/$, a na osi poziomej wysokości nad powierzchnią ziemi y .

Rzecz jasna, że dla każdego rodzaju działa, dla każdego nawet rodzaju pocisku i ładunku różne są wartości wag tych samych warstw dla różnych elementów meteorologicznych. Różne też są wagi dla różnych odległości strzelania /wierzchołkowych toru/.



Rys. 17. Przykładowy wykres funkcji wagowej jednego elementu meteorologicznego dla określonego rodzaju działa, pocisku i ładunku dla jednej odległości strzelania wierzchołkowej toru y_s .

W praktyce, ze względu na niemożliwość całkowitego uwzględnienia wszystkich tych czynników, stosuje się pewne uśrednienia wartości wag i funkcji wagowych. W artylerii naziemnej spotyka się dwa rodzaje uśredniania funkcji wagowych;

- a/ uśrednianie ze względu na rodzaj oraz kaliber dział, moździerzy i wozów bojowych, ze względu na rodzaj pocisku i ładunku oraz częściowo ze względu na charakter wykresu wartości funkcji wagowych;
- b/ całkowite uśrednianie tylko ze względu na charakter wykresu wartości funkcji wagowych.

W zależności od rodzaju uśredniania funkcji wagowych, obliczanie balistycznej odchyłki temperatury powietrza można wykonywać jednym z dwóch sposobów:

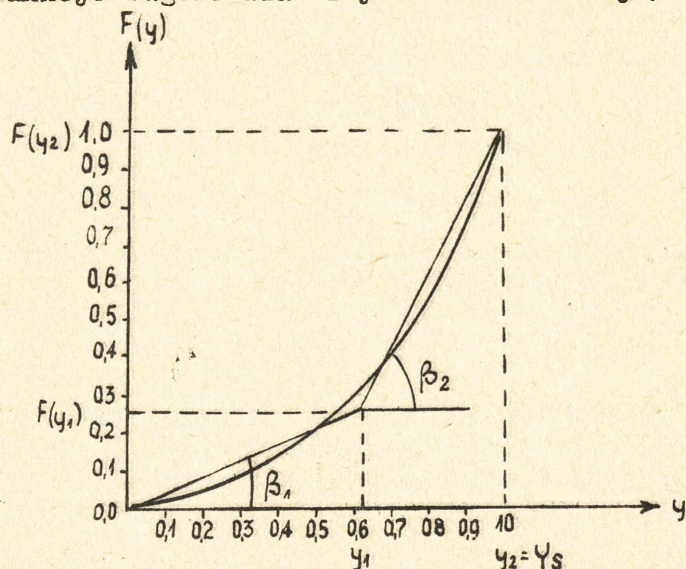
- sposób rachunkowy;
- z wykorzystaniem nomogramów^{x/}.

Rachunkowy sposób obliczania balistycznej odchyłki temperatury powietrza oparty jest na pierwszej metodzie uśredniania funkcji wagowych.

Dla określonych wierzchołkowych toru /dla wszystkich rodzajów sprzętu i pocisków oraz ładunków/ oblicza się dokładne funkcje wagowe i sporządza ich wykresy. Na podstawie całego pęku

x/ W praktyce, ze względu na prostotę, stosuje się w artylerii naziemnej i przeciwlotniczej sposób określania wartości balistycznych za pomocą nomogramów.

krzywych wykreśla się jedną średnią krzywą dla wszystkich rodzajów sprzętu, pocisków i ładunków. Takie średnie /uśrednione/ funkcje wagowe określa się dla wszystkich wierzchołkowych i przyjmuje ogólnie jako funkcje wagowe dla artylerii naziemnej /linia krzywa na rys.18/.



Rys.18. Wykres funkcji wagowej temperatury /uśrednionej/ dla artylerii naziemnej przy wierzchołkowej toru $Y_s = 1600$ m.

Chcąc obliczyć balistyczną odchyłkę temperatury powietrza zgodnie z wyprowadzonym wzorem

$$\Delta t = \sum_{i=1}^{i=n} \frac{\delta X_i}{\delta X} \cdot \Delta t_i$$

lub

$$\Delta t = \sum_{i=1}^{i=n} F/y_i/ \cdot \Delta t_i$$

należy podzielić cały tor na szereg warstw, określić wartości funkcji dla tych warstw $F/y_i/$, określić średnie odchyłki temperatury powietrza w tych warstwach Δt_i , a następnie zsumować iloczyny $F/y_i/ \cdot \Delta t_i$.

W warunkach polowych takie dzielenie toru na dużą ilość warstw jest wprost niemożliwe ze względu na czas i dlatego praktycznie dzieli się zwykle tor lotu pocisku na dwie-trzy warstwy, w zależności od charakteru krzywej funkcji wagowej, przyjmując, że w warstwach tych funkcja wagowa jest liniowa o odpowiednim współczynniku kierunkowym.

W artylerii naziemnej, w omawianej metodzie obliczenia balistycznej odchyłki temperatury powietrza, przyjęto dzielić tor lotu pocisku na dwie warstwy o wysokościach odpowiednio y_1 i $y_2 = Y_s$ /rys.18/.

W wyniku takiego podziału krzywą uśrednionej funkcji wagowej zamienia się na dwa odcinki prostej o kątach nachylenia β_1 i β_2 .

Rysunek 18. przedstawia właśnie sposób podziału wierzchołkowej toru i zamiany krzywej prostą łamaną.

Przy zamianie krzywej linią prostą łamaną należy dążyć do tego, aby powierzchnie zawarte pomiędzy krzywą a prostą były równomiernie rozłożone po obydwu stronach prostej, a sumaryczna ich powierzchnia była jak najmniejsza.

Jak wynika z rysunku 18, balistyczna odchyłka temperatury powietrza równać się będzie

$$\Delta t = F/y_1/ \cdot \Delta t_{y_1} + F/y_2 - y_1/ \cdot \Delta t_{y_2}$$

gdzie: $F/y_1/$ - wartość funkcji wagowej w warstwie od powierzchni Ziemi do wysokości y_1 ;

$F/y_2 - y_1/$ - wartość funkcji wagowej w warstwie od wysokości y_1 do wierzchołka toru;

Δt_{y_1} , Δt_{y_2} - odchyłki temperatury powietrza w wymienionych warstwach atmosfery.

Przekształćmy przytoczony wzór tak, aby w poszczególnych składnikach sumy występowała tylko jedna wartość, tzn. $F/y_1/$ i $F/y_2/$, ponieważ średnie odchyłki temperatury powietrza podawane są zawsze dla warstw atmosfery mierzonych od powierzchni Ziemi / $\Delta \tau_1/$.

Z rysunku 18. wynika, że

$$F/y_1/ = y_1 \cdot \operatorname{tg} \beta_1,$$

$$F/y_2 - y_1/ = /y_2 - y_1/ \operatorname{tg} \beta_2, \text{ czyli}$$

$$F/y_2/ = F/y_1/ + F/y_2 - y_1/ = y_1 \operatorname{tg} \beta_1 + /y_2 - y_1/ \operatorname{tg} \beta_2.$$

Wykonując dalsze przekształcenia otrzymamy:

$$F/y_2/ = y_1 \operatorname{tg} \beta_1 + y_2 \operatorname{tg} \beta_2 - y_1 \operatorname{tg} \beta_2 =$$

$$= y_1 / \operatorname{tg} \beta_1 - \operatorname{tg} \beta_2/ + y_2 \operatorname{tg} \beta_2.$$

Ponieważ każdy ze składników jest funkcją jednej wysokości, we wzorze na balistyczną odchyłkę temperatury powietrza możemy zastąpić odchyłki temperatury w warstwach / $\Delta t_1/$ średnimi odchyłkami temperatury powietrza w warstwach od powierzchni Ziemi do danej wysokości, czyli $\Delta \tau_{y_1}$ i $\Delta \tau_{y_2}$.

Wobec tego balistyczna odchyłka temperatury powietrza będzie równa

$$\Delta t = y_1 / \operatorname{tg} \beta_1 - \operatorname{tg} \beta_2 / \cdot \Delta \tau_{y_1} + y_2 \cdot \operatorname{tg} \beta_2 \cdot \Delta \tau_{y_2},$$

gdzie: $y_1 / \operatorname{tg} \beta_1 - \operatorname{tg} \beta_2 / = K_{y_1}$,

$$y_2 \operatorname{tg} \beta_2 = K_{y_2}$$

są współczynnikami wagowymi temperatury powietrza zawczasu obliczonymi dla różnych wierzchołkowych toru.

Ponieważ $\beta_2 > \beta_1$, to i $\operatorname{tg} \beta_2 > \operatorname{tg} \beta_1$, a wobec tego K_{y_1} zawsze będzie posiadać znak minus $/K_{y_1} < 0/$.

Ostateczny wzór na obliczenie balistycznej odchyłki temperatury powietrza można zapisać

$$\Delta t = K_{y_1} \cdot \Delta \tau_{y_1} + K_{y_2} \cdot \Delta \tau_{y_2}.$$

TABELA 8

Wysokości i współczynniki wagowe do obliczania balistycznej odchyłki temperatury powietrza dla artylerii naziemnej

Y_s /m/	y_1 /m/	K_{y_1}	y_2 /m/	K_{y_2}
400	200	- 0,9	400	1,9
800	400	- 0,9	800	1,9
1200	800	- 0,9	1200	1,9
1600	1000	- 1,0	1600	2,0
2000	1400	- 1,0	2000	2,0
2400	1600	- 1,0	2400	2,0
3000	2200	- 1,1	3000	2,1
4000	2700	- 1,2	4000	2,2
5000	3500	- 1,3	5000	2,3
6000	4000	- 1,4	6000	2,4
8000	5000	- 1,7	8000	2,7
10000	6000	- 2,1	10000	3,1
12000	7000	- 2,8	12000	3,8
14000	8000	- 4,1	14000	5,1

Sposób obliczenia balistycznej odchyłki temperatury powietrza:

- na podstawie odległości topograficznej do celu odczytuje się z tabel strzelniczych wierzchołkową toru Y_s w metrach;

- według wierzchołkowej Y_g odszukuje się w tabeli 8 wysokości y_1 i y_2 oraz współczynniki wagowe K_{y_1} i K_{y_2} ;
- dla odczytanych wysokości y_1 i y_2 określa się z komunikatu *Meteośredniego* średnie odchyłki temperatury powietrza $\Delta\tau_{y_1}$ i $\Delta\tau_{y_2}$;

- określone w ten sposób wartości — i K podstawia się do wzoru i oblicza Δt

$$\Delta t = K_{y_1} \cdot \Delta\tau_{y_1} + K_{y_2} \cdot \Delta\tau_{y_2}$$

W celu uproszczenia obliczeń można również posługiwać się tabelami gotowych iloczynów

$$K_{y_1} \cdot \Delta\tau_{y_1} = a\Delta\tau_{y_1}$$

$$K_{y_2} \cdot \Delta\tau_{y_2} = b\Delta\tau_{y_2}$$

obliczonych zawczasu dla różnych wartości $\Delta\tau_{y_1}$ i $\Delta\tau_{y_2}$ /tabela 9 i 10/.

Sposób obliczenia Δt przy wykorzystaniu tabeli 9 i 10:

- według wierzchołkowej toru Y_g określa się z tabeli 9 wysokość y_1 , a z tabeli 10 wysokość y_2 ;
- dla wysokości y_1 i y_2 odczytuje się z komunikatu "*Meteośredniego*" średnie odchyłki temperatury powietrza $\Delta\tau_{y_1}$ i $\Delta\tau_{y_2}$;
- według wartości y_1 i $\Delta\tau_{y_1}$ z tabeli 9 odczytuje się $a\Delta\tau_{y_1}$, a według wartości y_2 i $\Delta\tau_{y_2}$ z tabeli 10 - wartości $b\Delta\tau_{y_2}$;
- balistyczną odchyłkę temperatury powietrza oblicza się jako sumę algebraiczną

$$\Delta t = a\Delta\tau_{y_1} + b\Delta\tau_{y_2}$$

Składnik $a\Delta\tau_{y_1}$ ma zawsze znak przeciwny niż średnia odchyłka temperatury powietrza / $\Delta\tau_{y_1}$ /, natomiast $b\Delta\tau_{y_2}$ ma znak taki sam jak i $\Delta\tau_{y_2}$.

Tabela wartości $a_{\Delta T_{y_1}}$

y_s	ΔT_{y_1}	y_1																							
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	12	14	16	18	20	22	24	26	28	30	40	50	60	70
400	200	0,9	1,8	2,7	3,6	4,5	5,4	6,3	7,2	8,1	9,0	10,8	12,6	14,4	16,2	18,0	19,8	21,6	23,4	25,2	27,0	36,0	45,0	54,0	63,0
800	400	0,9	1,8	2,8	3,7	4,6	5,5	6,4	7,4	8,3	9,2	11,0	12,9	14,7	16,6	18,4	20,2	22,1	23,9	25,8	27,6	36,8	46,0	55,2	64,4
1200	800	0,9	1,9	2,8	3,8	4,7	5,6	6,6	7,5	8,5	9,4	11,3	13,2	15,0	16,9	18,8	20,7	22,6	24,4	26,3	28,2	37,6	47,0	56,4	65,8
1600	1000	1,0	1,9	2,9	3,9	4,8	5,8	6,8	7,8	8,7	9,7	11,6	13,6	15,5	17,5	19,4	21,3	23,3	25,2	27,2	29,1	38,8	48,5	58,2	67,9
2000	1400	1,0	2,0	3,0	4,0	5,0	6,0	7,0	8,0	9,0	10,0	12,0	14,0	16,0	18,0	20,0	22,0	24,0	26,0	28,0	30,0	40,0	50,0	60,0	70,0
2400	1600	1,0	2,1	3,1	4,2	5,2	6,2	7,3	8,3	9,4	10,4	12,5	14,6	16,6	18,7	20,8	22,9	25,0	27,0	29,1	31,2	41,6	52,0	62,4	72,8
3000	2200	1,1	2,2	3,3	4,4	5,5	6,6	7,7	8,8	9,9	11,0	13,2	15,4	17,6	19,8	22,0	24,2	26,4	28,6	30,8	33,0	44,0	55,0	66,0	77,0
4000	2700	1,2	2,4	3,5	4,7	5,9	7,1	8,3	9,4	10,6	11,8	14,2	16,5	18,9	21,2	23,6	26,0	28,3	30,7	33,0	35,4	47,2	59,0	70,8	82,6
5000	3500	1,3	2,6	3,8	5,1	6,4	7,7	9,0	10,2	11,5	12,8	15,4	17,9	20,5	23,0	25,6	28,2	30,7	33,3	35,8	38,4	51,2	64,0	76,8	89,6
6000	4000	1,4	2,8	4,2	5,6	7,0	8,4	9,8	11,2	12,6	14,0	16,8	19,6	22,4	25,2	28,0	30,8	33,6	36,4	39,2	42,0	56,0	70,0	84,0	98,0
8000	5000	1,7	3,4	5,1	6,8	8,5	10,2	11,9	13,6	15,3	17,0	20,4	23,8	27,2	30,6	34,0	37,4	40,8	44,2	47,6	51,0	68,0	85,0	102,0	119,0
10000	6000	2,1	4,2	6,4	8,5	10,6	12,7	14,8	17,0	19,1	21,2	25,4	29,7	33,9	38,2	42,4	46,6	50,9	55,1	59,4	63,6	84,8	106,0	127,2	148,4
12000	7000	2,8	5,5	8,2	11,0	13,8	16,5	19,2	22,0	24,8	27,5	33,0	38,5	44,0	49,5	55,0	60,5	66,0	71,5	77,0	82,5	110,0	137,5	165,0	192,5
14000	8000	4,1	8,2	12,3	16,4	20,5	24,6	28,7	32,8	36,9	41,0	49,2	57,4	65,6	73,8	82,0	90,2	98,4	106,6	114,8	123,0	164,0	205,0	246,0	287,0

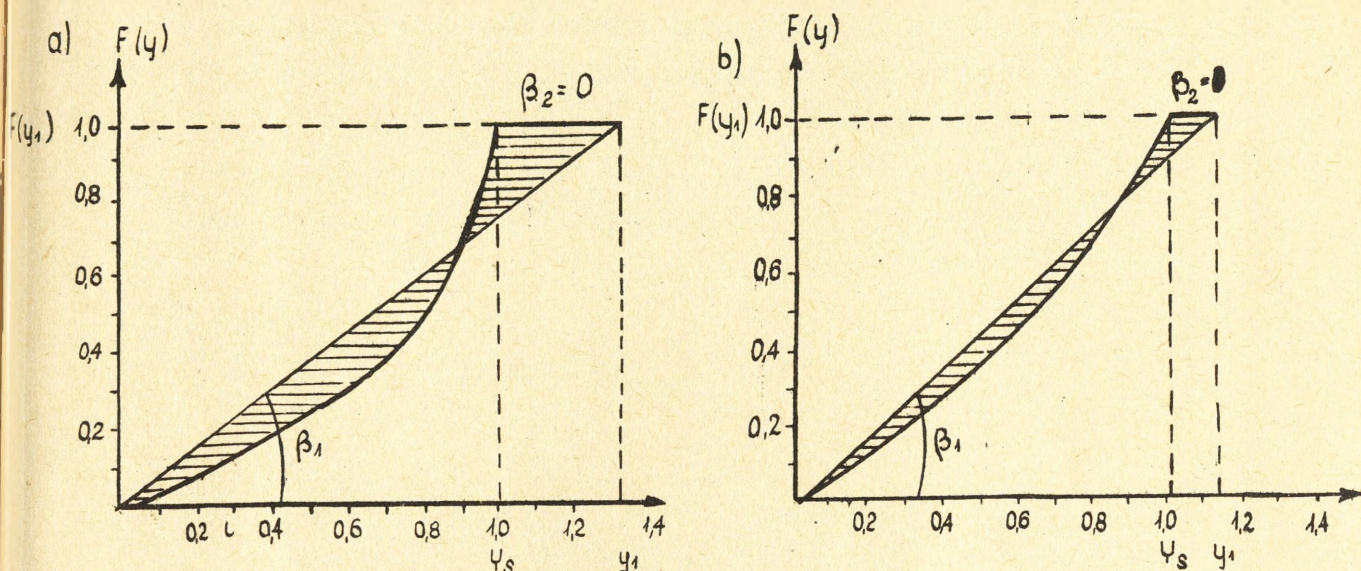
Uwaga: $a_{\Delta T_{y_1}}$ zawsze ma znak przeciwny niż ΔT_{y_1}

Tabela wartości $b_{\Delta T_{y_2}}$

y_s	ΔT_{y_2}	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	12	14	16	18	20	22	24	26	28	30	40	50	60	70
400	400	1,9	3,8	5,7	7,6	9,5	11,4	13,3	15,2	17,1	19,0	22,8	26,6	30,4	34,2	38,0	41,8	45,6	49,4	53,2	57,0	76,0	95,0	114,0	133,0
800	800	1,9	3,8	5,8	7,7	9,6	11,5	13,4	15,4	17,3	19,2	23,0	26,9	30,7	34,6	38,4	42,2	46,1	49,9	53,8	57,6	76,8	96,0	115,2	134,4
1200	1200	1,9	3,9	5,8	7,8	9,7	11,6	13,6	15,5	17,5	19,4	23,3	27,2	31,0	34,9	38,8	42,7	46,6	50,4	54,4	58,2	77,6	97,0	116,4	135,8
1600	1600	2,0	3,9	5,9	7,9	9,8	11,8	13,8	15,8	17,7	19,7	23,6	27,6	31,5	35,5	39,4	43,3	47,3	51,2	55,2	59,1	78,8	98,5	118,2	137,9
2000	2000	2,0	4,0	6,0	8,0	10,0	12,0	14,0	16,0	18,0	20,0	24,0	28,0	32,0	36,0	40,0	44,0	48,0	52,0	56,0	60,0	80,0	100,0	120,0	140,0
2400	2400	2,0	4,1	6,1	8,2	10,2	12,2	14,3	16,3	18,4	20,4	24,5	28,6	32,6	36,7	40,8	44,9	49,0	53,0	57,1	61,2	81,6	102,0	122,4	142,8
3000	3000	2,1	4,2	6,3	8,4	10,5	12,6	14,7	16,8	18,9	21,0	25,2	29,4	33,6	37,8	42,0	46,2	50,4	54,6	58,8	63,0	84,0	105,0	126,0	147,0
4000	4000	2,2	4,4	6,5	8,7	10,9	13,1	15,3	17,4	19,6	21,8	26,2	30,5	34,9	39,2	43,6	48,0	52,3	56,7	61,0	65,4	87,2	109,0	130,8	152,6
5000	5000	2,3	4,6	6,8	9,1	11,4	13,7	16,0	18,2	20,5	22,8	27,4	31,9	36,5	41,0	45,6	50,2	54,7	59,3	63,8	68,4	91,2	114,0	136,8	159,6
6000	6000	2,4	4,8	7,2	9,6	12,0	14,4	16,8	19,2	21,6	24,0	28,8	33,6	38,4	43,2	48,0	52,8	57,6	62,4	67,2	72,0	96,0	120,0	144,0	168,0
8000	8000	2,7	5,4	8,1	10,8	13,5	16,2	18,9	21,6	24,3	27,0	32,4	37,8	43,2	48,6	54,0	59,4	64,8	70,2	75,6	81,0	108,0	135,0	162,0	189,0
10000	10000	3,1	6,2	9,4	12,5	15,6	18,7	21,8	25,0	28,1	31,2	37,4	43,7	49,9	56,2	62,4	68,6	74,9	81,1	87,4	93,6	124,8	156,0	187,2	218,4
12000	12000		7,5	11,2	15,0	18,8	22,5	26,2	30,0	33,8	37,5	45,0	52,5	60,0	67,7	75,0	82,5	90,0	97,5	105,0	112,5	150,0	187,5	225,0	262,5
14000	14000	5,1	10,2	15,3	20,4	25,5	30,6	35,7	40,8	45,9	51,0	61,0	71,4	81,6	91,8	102,0	112,2	122,4	132,6	142,8	153,0	204,0	255,0	306,0	357,0

Z a p o m o c ą n o m o g r a m ó w balistyczną odchyłkę temperatury powietrza określa się w oparciu o drugą metodę uśredniania funkcji wagowych.

Dla każdego rodzaju sprzętu oraz dla każdego rodzaju ładunku i pocisku określa się dokładne funkcje wagowe dla różnych donośności /wierzchołkowej toru/. Każdą dokładną funkcję wagową zamienia się następnie na przybliżoną funkcję liniową, składającą się z dwóch odcinków prostej /rys.19/.



Rys.19. Wykresy funkcji wagowej odchyłki temperatury powietrza dla 122 mm hb, wz.38; granat OF-460; odległość strzelania 9 km; a/ ładunek pełny, b/ ładunek drugi.

Zgodnie z ogólnym wzorem na obliczanie balistycznej odchyłki temperatury powietrza

$$\Delta t = \sum_{i=1}^{i=2} K_i \cdot \Delta \tau_{y_i} .$$

Ponieważ $K_1 = y_1 \cdot \operatorname{tg} \beta_1 = 1$; $K_2 = y_s \cdot \operatorname{tg} \beta_2 = 0$,

to

$$\Delta t = \Delta \tau_{y_1}$$

Oznacza to, że balistyczna odchyłka temperatury powietrza dla wierzchołkowej y_s jest równa średniej odchyłce temperatury powietrza w warstwie od powierzchni Ziemi do wysokości y_1 , gdzie $y_1 \gg y_s$.

W rozpatrywanych przykładach, odległości 9 km odpowiada-
ją:

- podczas strzelania ładunkiem pełnym

$$Y_s = 1170 \text{ m} = 1,0 Y_s;$$

$$y_1 = 1550 \text{ m} = 1,32 Y_s;$$

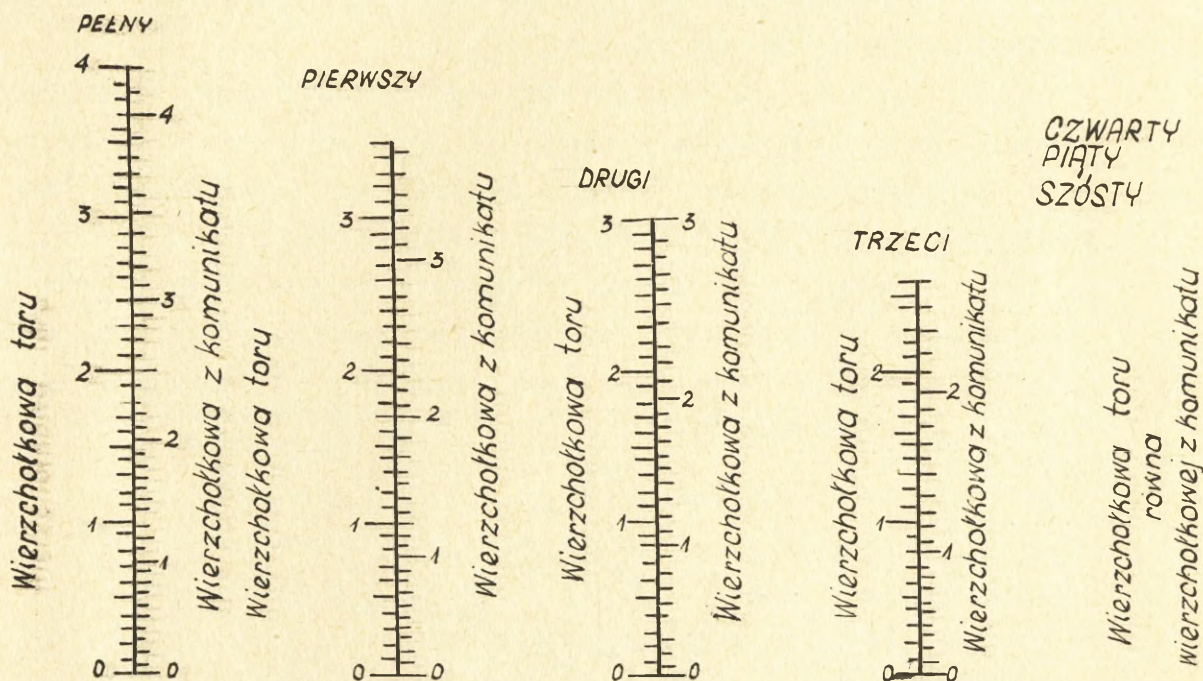
- podczas strzelania ładunkiem trzecim

$$Y_s = 1680 \text{ m} = 1,0 Y_s;$$

$$y_1 = 1880 \text{ m} = 1,12 Y_s.$$

W analogiczny sposób określa się wysokości y_1 dla wszystkich wierzchołkowych /odległości strzelania/ na każdym ładunku.

Według określonych w ten sposób wysokości y_1 , zwanych wierzchołkowymi komunikatowymi $/Y_k/$ sporządzono nomogramy dla każdego rodzaju sprzętu ^{x/} /rys.20/.



Rys.20. Nomogramy do określania balistycznej odchyłki temperatury powietrza dla 122 mm hb wz.38 r.

Sposób określania balistycznej odchyłki temperatury powietrza za pomocą nomogramów:

- dla odległości topograficznej określa się z tabel strzelniczych wierzchołkową toru Y_s ;

x/ Tabele i nomogramy do określenia balistycznych wartości czynników meteorologicznych na podstawie komunikatu "Meteośredni".
Wyd.MON. Sygnatura Art.241/63.

- z nomogramu dla tego samego ładunku, według Y_s odczytuje się wierzchołkową komunikatową Y_K ;
- według wierzchołkowej komunikatowej Y_K , odczytuje się z komunikatu "Meteośredniego" średnią odchyłkę temperatury powietrza.

Określona w ten sposób średnia odchyłka temperatury powietrza /dla Y_K / jest balistyczną odchyłką temperatury powietrza dla wierzchołkowej toru Y_s i dla danego ładunku.

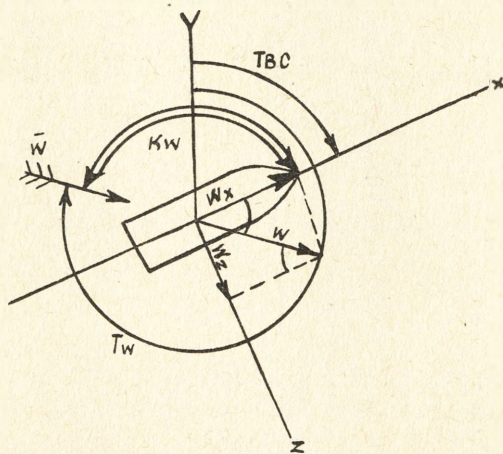
24. Obliczanie wiatru balistycznego

Wiatr balistyczny /podłużną i poprzeczną składową wiatru balistycznego oblicza się też bezpośrednio w baterii/dywizjonie/ na podstawie wiatru średniego, zawartego w komunikacie "Meteośrednim".

Sens wiatru balistycznego jest analogiczny jak i balistycznej odchyłki temperatury powietrza.

Wiatrem balistycznym nazywamy taki obliczony wiatr, jednakowy w granicach wierzchołkowej toru lotu pocisku, który wywołuje takie same uchylenie pocisku w donośności i w kierunku jak rzeczywisty wiatr różny na różnych wysokościach.

Wiatr, w odróżnieniu od temperatury powietrza, wpływa jednocześnie na donośność i kierunek lotu pocisku. W związku z tym oddzielnie rozpatruje się wpływ jego podłużnej i poprzecznej składowej na lot pocisku.



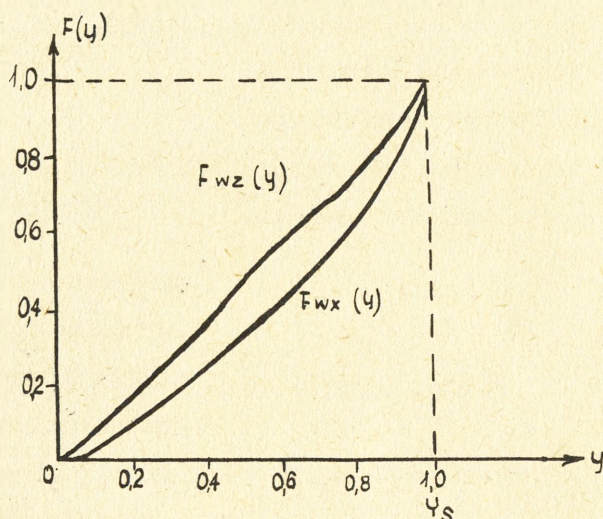
Rys.20. Wpływ wiatru na lot pocisku.
 \bar{W} - kierunek wiatru; W_x - podłużna składowa; W_z - poprzeczna składowa; T_{BC} - azymut kierunku strzelania; T_w - azymut wiatru; W - prędkość wiatru.

$$W_x = W \cos /T_w \mp 180 - T_{BC}/$$

$$W_z = W \sin /T_w \mp 180 - T_{BC}/$$

Zmienność wpływu podłużnej składowej Wiatru W_x na do-
ność i poprzecznej składowej W_z na kierunek w poszczególnych
punktach toru - charakteryzują funkcje wagowe $F_{w_x}/y/$ i $F_{w_z}/y/$.

Wykresy obydwu tych funkcji nie są identyczne, czyli
charakter zmienności wpływu podłużnej i poprzecznej składowej na
lot pocisku nie jest jednakowy.



Rys. 22. Porównanie wykresów funkcji wagowych podłużnej i poprzecznej składowej wiatru.

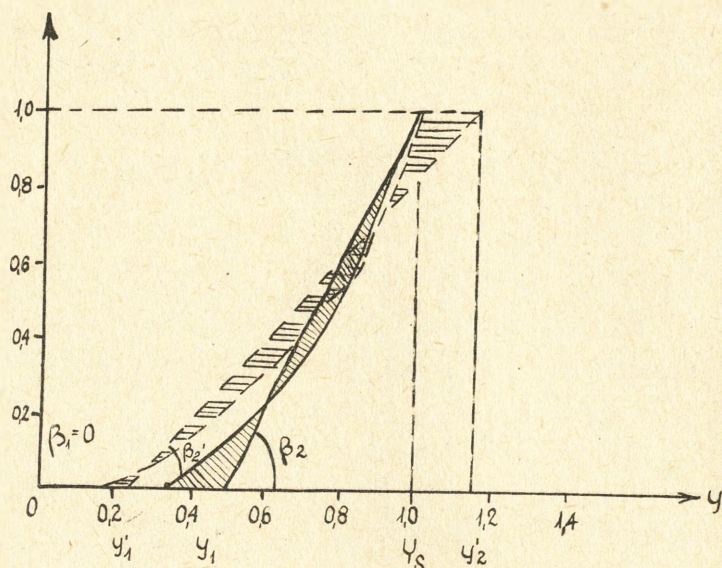
Ponieważ funkcje wagowe składowych wiatru dla artylerii
naziemnej różnią się stosunkowo nieznacznie, można bez większego
błędu przyjmować średnie ich wartości i średnie funkcje wagowe wia-
tru /takie same dla podłużnej i poprzecznej składowej/.

W praktyce w artylerii naziemnej zawsze przyjmuje się
jednakowe funkcje wagowe podłużnych i poprzecznych składowych wia-
tru dla określonych wierzchołkowych toru.

Oczywiście, że wartości funkcji wagowych wiatru - podob-
nie jak i odchyłek temperatury powietrza - zależą od kalibru i ro-
dzaju sprzętu oraz pocisku, od rodzaju ładunku i szeregu innych
czynników. W praktyce więc, w celu ułatwienia zasad obliczania
wiatru balistycznego, stosuje się pewne uśrednienia tych funkcji.

Sposoby uśredniania funkcji wagowych wiatru i metody
obliczeń wiatru balistycznego są analogiczne, jak i balistycznych
odchyłek temperatury powietrza.

R a c h u n k o w y sposób obliczania wiatru balistycznego opiera się na zamianie krzywych funkcji wagowych wiatru - uśrednionych dla wszystkich rodzajów sprzętu, pocisków i ładunków artylerii naziemnej - liniami prostymi łamanymi składającymi się z dwóch odcinków.



Rys. 23. Zamiana uśrednionych funkcji wagowych wiatru dla $Y_s = 400$ m /ciągła/ i dla $Y_s = 300$ m /przerywna/ na proste łamane składające się z dwóch odcinków.

W odróżnieniu od zasady podziału toru lotu pocisku, w celu obliczenia balistycznej odchyłki temperatury powietrza - gdzie wysokość y_2 zawsze równała się wierzchołkowej toru - podczas obliczenia wiatru balistycznego wysokości y_2 są prawie zawsze większe od wierzchołkowych toru Y_s , a wysokości y_1 w wielu wypadkach są takie same dla różnych wierzchołkowych toru.

Wiatr balistyczny oblicza się w analogiczny sposób jak i balistyczną odchyłkę temperatury powietrza, tzn. na podstawie ogólnego wzoru

$$\bar{W}_b = K_{y_1}^W \cdot \bar{W}_{y_1} + K_{y_2}^W \cdot \bar{W}_{y_2}$$

gdzie: \bar{W}_b - wektor prędkości wiatru balistycznego;

\bar{W}_{y_1} \bar{W}_{y_2} - wektory prędkości wiatru średniego w warstwach atmosfery od powierzchni Ziemi odpowiednio do wysokości y_1 i y_2 ;

$K_{y_1}^W$, $K_{y_2}^W$ - współczynniki wagowe wiatru dla tych samych warstw atmosfery

$$K_{y_1}^W = y_1 / \operatorname{tg} \beta_1 - \operatorname{tg} \beta_2 / < 0$$

$$K_{y_2}^W = y_2 \operatorname{tg} \beta_2 > 1 .$$

ponieważ $\beta_1 < \beta_2$.

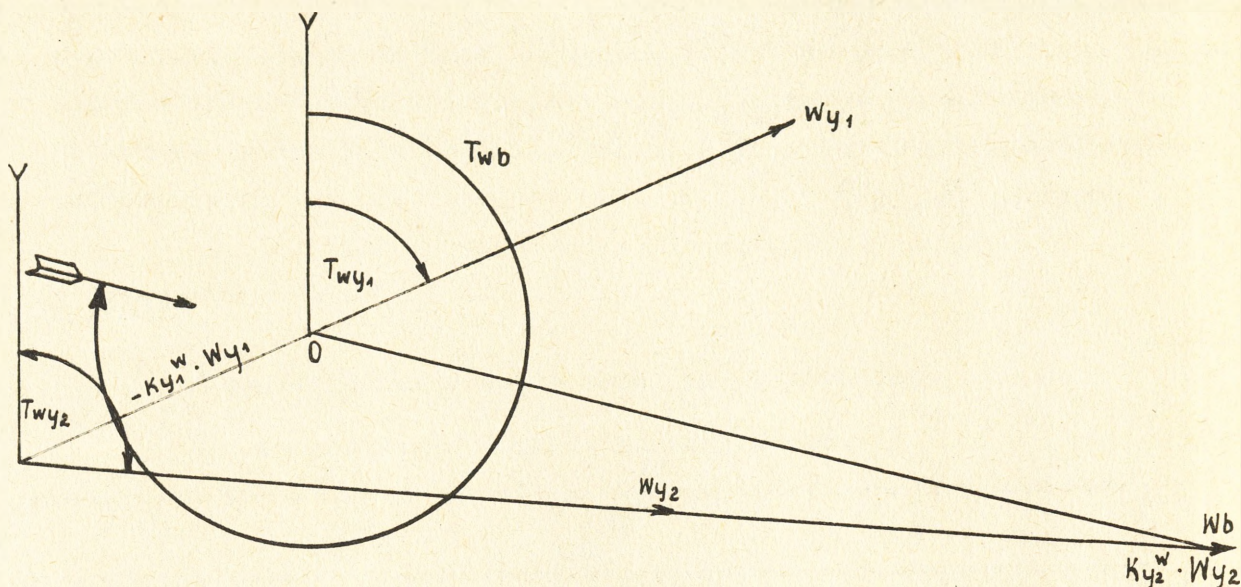
TABELA 11

Wysokości y_1, y_2 oraz współczynniki wagowe $K_{y_1}^W, K_{y_2}^W$
do obliczania wiatru balistycznego

Y_s	y_1	$K_{y_1}^W$	y_2	$K_{y_2}^W$
400	200	- 1,00	400	2,00
800	300	- 0,60	1000	1,60
1200	400	- 0,45	1400	1,45
1600	400 ^{x/}	- 0,37	2000 ^{x/}	1,37
2000	600	- 0,33	2400	1,33
2400	600 ^{x/}	- 0,32	3000 ^{x/}	1,32
3000	800	- 0,30	3500	1,30
4000	1000	- 0,27	5000	1,27
5000	1200	- 0,25	6000	1,25
6000	1200 ^{x/}	- 0,23	7000 ^{x/}	1,23
8000	1600	- 0,22	9000	1,22
10000	1600 ^{x/}	- 0,17	11000 ^{x/}	1,17
12000	1400	- 0,12	13000	1,12
14000	1000	- 0,07	15000	1,07

Ponieważ^w zasadniczym wzorze na obliczanie wiatru balistycznego występują wektory prędkości wiatru, obliczenia wykonuje się metodą rachunkowo-wykreślną.

x/ Gwiazdką oznaczone są też te same wysokości w tabelach składowych wiatru.



Rys.23. Obliczanie wiatru balistycznego

- $T_{W_{y_1}}$ - azymut topograficzny wiatru średniego w warstwie y_1 /dla wygody - dokąd wiatr wieje/;
- W_{y_1} - prędkość wiatru średniego w warstwie y_1 ;
- $T_{W_{y_2}}$ - azymut topograficzny wiatru średniego w warstwie y_2 /dokąd wiatr wieje/;
- W_{y_2} - prędkość wiatru średniego w warstwie y_2 ;
- T_{W_b} - azymut topograficzny wiatru balistycznego w warstwie y_s ;
- W_b - prędkość wiatru balistycznego.

Aby uniknąć działania na wektorach - w praktyce stosuje się oddzielne obliczanie składowych wiatru balistycznego /podłużnej i poprzecznej/.

W tym celu oblicza się kąty wiatru średniego dla obydwu warstw:

$$K_{W_{y_1}} = T_{BC} - T_{W_{y_1}}$$

$$K_{W_{y_2}} = T_{BC} - T_{W_{y_2}}$$

gdzie $T_{W_{y_1}}$, $T_{W_{y_2}}$ azymuty wiatru średniego w warstwach y_1 i y_2

odczytane z komunikatu Meteośredniego; określa się podłużne

$W_{x_{y_1}}$, $W_{x_{y_2}}$ / i poprzeczne $W_{z_{y_1}}$, $W_{z_{y_2}}$ / składowe wiatru średniego,

a następnie wykorzystując współczynniki wagowe $K_{y_1}^W$ i $K_{y_2}^W$ oblicza się podłużną i poprzeczną składową wiatru balistycznego;

$$W_{x_b} = K_{y_1}^W \cdot W_{x_{y_1}} + K_{y_2}^W \cdot W_{x_{y_2}},$$

$$W_{z_b} = K_{y_1}^W \cdot W_{z_{y_1}} + K_{y_2}^W \cdot W_{z_{y_2}}.$$

W celu ułatwienia obliczeń składowych wiatru balistycznego obliczono z góry dla wszystkich ustalonych wysokości y_1 i y_2 oraz wszystkich możliwych kątów i prędkości wiatru wartości iloczynów

$$K_{y_1}^W \cdot W_{x_{y_1}} = a_{w_x}$$

$$K_{y_2}^W \cdot W_{x_{y_2}} = b_{w_x}$$

$$K_{y_1}^W \cdot W_{z_{y_1}} = a_{w_z}$$

$$K_{y_2}^W \cdot W_{z_{y_2}} = b_{w_z}$$

Tabele wartości a_{w_x} , b_{w_x} oraz a_{w_z} i b_{w_z} zawiera instrukcja "Tabele i nomogramy...".

Kolejność obliczeń składowych wiatru balistycznego z wykorzystaniem tabel gotowych wartości a_{w_x} , b_{w_x} oraz a_{w_z} i b_{w_z} :

1. Według wierzchołkowej toru Y_s /odczytanej z tabel strzelniczych/ określa się z tabeli 11 wysokości warstw y_1 i y_2 .
2. Dla wysokości y_1 i y_2 odczytuje się z komunikatu "Meteośredniego" azymuty i prędkości wiatru średniego $T_{W_{y_1}}$ i W_{y_1} oraz $T_{W_{y_2}}$ i W_{y_2} .
3. Oblicza się kąty wiatru średniego

$$K_{W_{y_1}} = T_{BC} - T_{W_{y_1}}$$

$$K_{W_{y_2}} = T_{BC} - T_{W_{y_2}}$$

4. Według kąta wiatru $K_{W_{y_1}}$ za pomocą tabeli dodatkowej, określa

się numery tabelki i znaki składowych w celu określenia a_{w_x} i a_{w_z} , a według kąta $K_{W_{y_2}}$ - numery tabelki w celu określenia b_{w_x} i b_{w_z} .

Z odpowiednich tabelki według wysokości y_1 i y_2 oraz prędkości wiatru średniego W_{y_1} i W_{y_2} określa się wartości a_{w_x} , b_{w_x} , a_{w_z} i b_{w_z} .

5. Dodając algebraicznie a_{w_x} i b_{w_x} oraz a_{w_z} i b_{w_z} oblicza się składowe wiatru balistycznego

$$W_{x_b} = a_{w_x} + b_{w_x}$$

$$W_{z_b} = a_{w_z} + b_{w_z}$$

Znaki dla a_{w_x} i a_{w_z} przyjmuje się odwrotne niż w tabeli pomocniczej.

Przykład:

Wierzchołkową toru $Y_s = 800$ m. Określić składowe wiatru balistycznego dla kierunku strzelania $T_{BC} = 40-00$.

1. Z tabeli 11 według $Y_s = 800$ m odczytujemy $y_1 = 300$ m i $y_2 = 1000$ m.

2. Z komunikatu "Meteośredniego" odczytujemy dla:
 $y_1 = 300$ m $T_{W_{y_1}} = 19-00$; $W_{y_1} = 8,0$ m/sek;

$y_2 = 1000$ m $T_{W_{y_2}} = 23-00$; $W_{y_2} = 10,0$ m/sek.

3. Obliczamy kąty wiatru średniego:

$$K_{W_{y_1}} = 40-00 - 19-00 = 21-00;$$

$$K_{W_{y_2}} = 40-00 - 23-00 = 17-00.$$

4. Z tabeli pomocniczej określamy numery tabelki i znaki składowych:

dla $y_1 = 300$ m $T-5$ /+/ a_{w_x} $T-4$ /-/ a_{w_z} ;

dla $y_2 = 1000$ m $T-7$ /+/ b_{w_x} $T-2$ /+/ b_{w_z} .

Z $T-5$ $a_{w_x} = -2,8$; z $T-4$ $a_{w_z} = -3,9$;

Z $T-7$ $b_{w_x} = +3,3$; z $T-2$ $b_{w_z} = +15,6$.

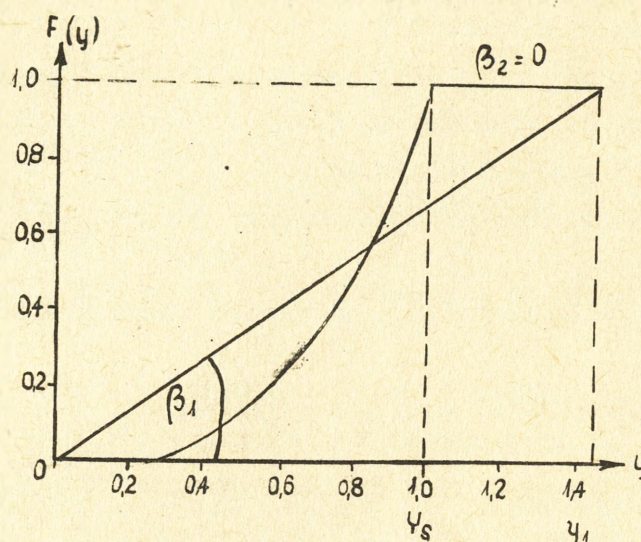
5. Składowe wiatru balistycznego:

$$W_{x_b} = a_{w_x} + b_{w_x} = -2,8 + 3,3 = +0,5 \text{ m/sek};$$

$$W_{z_b} = a_{w_z} + b_{w_z} = -3,9 + 15,6 = +11,7 \text{ m/sek}.$$

Z a p o m o c ą n o m o g r a m ó w w i a t r b a l i s t y c z n y o k r e ś l a s i ę w o p a r c i u o d r u g ą m e t o d ę u ś r e d n i a n i a f u n k c j i w a g o w y c h .

Dokładne funkcje wagowe podłużnej i poprzecznej składowej wiatru dla każdego rodzaju działa, moździerza i wozu bojowego, dla każdego pocisku i każdego ładunku oraz dla szeregu wierzchołkowych toru zamienia się w pierwszej kolejności funkcjami średnimi dla podłużnej i poprzecznej składowej wiatru, a następnie te średnie funkcje zamienia się liniami prostymi.



Rys.25. Zamiana rzeczywistej funkcji wagowej wiatru średniego funkcją wagową uproszczoną.

Jak wynika z zamiany rzeczywistej funkcji wagowej wiatru funkcją wagową uproszczoną - wiatr balistyczny dla warstwy odpowiadającej wierzchołkowej toru Y_s jest równy wiatrowi średniemu w warstwie do wysokości y_1

$$\bar{w}_{b_{Y_s}} = \bar{w}_{y_1}$$

Wysokości y_1 dla funkcji wagowej temperatury i wiatru uśredniono /przyjęto jednakowe/ i sporządzono odpowiednie nomogramy /rys.20/x/.

Sposób określania wiatru balistycznego z wykorzystaniem nomogramów jest taki sam jak balistycznej odchyłki temperatury powietrza.

x/ Patrz obliczanie balistycznej odchyłki temperatury powietrza.

V. OBLICZANIE DANYCH METEOROLOGICZNYCH POTRZEBNYCH DO STRZELANIA
RAKIETAMI TAKTYCZNYMI /3R-9 i 3R-10/.

Dla rakiet taktycznych 3R-9 i 3R-10 do przygotowania danych do strzelania potrzebne są następujące dane meteorologiczne:

- odchyłka przyziemnego ciśnienia atmosferycznego / Δh_B /
w mm Hg w rejonie SS;
- balistyczna odchyłka temperatury powietrza w warstwie atmosfery od powierzchni Ziemi do wierzchołka toru lotu rakiety / Δt° / w stopniach;
- wiatr balistyczny dla biernego odcinka toru lotu rakiety \bar{w}_b /;
- wiatr balistyczny dla aktywnego odcinka toru lotu rakiety \bar{w}_a /.

Wszystkie te dane, za wyjątkiem

..... i wiatru balistycznego dla aktywnego odcinka toru \bar{w}_a / oblicza się w sekcjach i drużynach przygotowania danych na podstawie komunikatu "Meteośredniego" /Meteo 11/;

..... wiatr balistyczny dla aktywnego odcinka toru określa posterunek meteorologiczny baterii bezpośrednio przed strzelaniem.

25. Obliczanie odchyłki przyziemnego ciśnienia atmosferycznego

Odchyłkę przyziemnego ciśnienia atmosferycznego od tabelarycznego określa się na stacji meteorologicznej na podstawie ciśnienia zmierzonego po zakończeniu sondowania atmosfery, a jeżeli sondowania nie wykonywano - na podstawie ciśnienia zmierzonego przed zestawieniem wznowionego komunikatu, jako różnicę pomiędzy ciśnieniem zmierzonym a tabelarycznym;

$$\Delta h_m = h_m - 750.$$

Obliczona w ten sposób odchyłka umieszczana jest następnie w komunikacie "Meteośrednim" i dociera w niezminionej postaci do oddziałów i pododdziałów wykorzystujących komunikat.

W baterii /dywizjonie/, ze względu na możliwą różnicę wysokości stacji meteorologicznej i baterii, odchyłkę przyziemnego ciśnienia /zmierzoną na SM/ należy przeliczyć /sprowadzić do poziomu baterii/. Ponieważ różnice wysokości SM i Sg są

zwykle niewielkie i zmiana ciśnienia powoduje stosunkowo niedużą zmianę donośności strzelania, przeliczenie przeprowadza się z wykorzystaniem uproszczonego średniego /stałego/ stopnia barometrycznego - wynoszącego 1 mm Hg na 10 m różnicy wysokości. Jeżeli SS jest niżej położone niż stacja meteorologiczna, ciśnienie na jego poziomie będzie większe, czyli i odchyłka ciśnienia przyziemnego będzie też większa o Δh_z

$$\Delta h_B = h_m + \Delta h_z - 750.$$

I odwrotnie, jeżeli SS położone jest wyżej niż stacja meteorologiczna, odchyłka ciśnienia atmosferycznego na stanowisku startowym będzie mniejsza o Δh_z .

Przeliczanie odchyłki ciśnienia wykonuje się w następujący sposób:

- z komunikatu meteorologicznego odczytuje się wysokość stacji meteorologicznej nad poziomem morza Z_m / oraz odchyłkę ciśnienia atmosferycznego na tej wysokości Δh_m /;
- oblicza się różnicę wysokości stacji meteorologicznej i baterii

$$\Delta Z_h = Z_m - Z_B;$$

- wykorzystując uproszczony stopień barometryczny, równy 1 mm Hg na 10 m / 0,1 mm Hg na 1 m /, oblicza się poprawkę ciśnienia

$$\Delta h_z = 0,1 \cdot \Delta Z_h ;$$

- obliczoną poprawkę ciśnienia na różnicę wysokości Δh_z dodaje się z jej znakiem do odchyłki ciśnienia odczytanej z komunikatu Δh_m / i otrzymuje się w ten sposób odchyłkę ciśnienia na poziomie SS

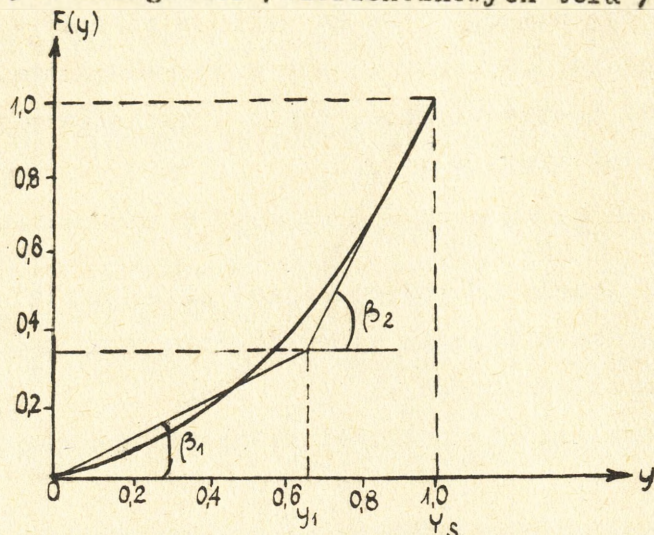
$$\Delta h_B = \Delta h_m + \Delta h_z.$$

26. Obliczanie balistycznej odchyłki temperatury powietrza

Balistyczna odchyłka temperatury powietrza jest to taka obliczona odchyłka wirtualnej temperatury powietrza od tabelarycznej, jednakowa w granicach wierzchołkowej toru, która wywołuje takie same uchylenie rakiety w donośności jak rzeczywiste odchyłki temperatury, różne na różnych wysokościach^{x/}.

x/ Patrz rozdział IV.23.

Zmienność wpływu odchyłki temperatury powietrza na lot rakiety w kolejnych punktach toru lotu, przy różnych odległościach strzelania, charakteryzują funkcje wagowe odchyłki temperatury dla tych odległości /wierzchołkowych toru / Y_s /.



Rys.26. Wykres funkcji wagowej odchyłki temperatury powietrza rakiety 3R-10 / $D = 17400$ m, $Y_s = 1200$ m/.

Opierając się na stosowanej w praktyce zasadzie zamieniania krzywej prostą łamaną można napisać ogólny wzór na obliczanie balistycznej odchyłki temperatury powietrza

$$\Delta t = \sum_{i=1}^{i=n} K_{y_i} \cdot \Delta \tau_{y_i}$$

Ponieważ warstwę Y_s podzielono na dwie części /rys.26/- wzór powyższy można zapisać przyjmując postać

$$\Delta t = K_{y_1} \cdot \Delta \tau_{y_1} + K_{y_2} \cdot \Delta \tau_{y_2}$$

gdzie: K_{y_1} i K_{y_2} - współczynniki wagowe warstw

$$K_{y_1} = y_1 \cdot (\operatorname{tg} \beta_1 - \operatorname{tg} \beta_2)$$

$$K_{y_2} = y_2 \cdot \operatorname{tg} \beta_2$$

$\Delta \tau_{y_1}$ i $\Delta \tau_{y_2}$ - średnie odchyłki temperatury powietrza w warstwach od powierzchni Ziemi odpowiednio do wysokości y_1 i y_2 .

Wysokości y_1 i y_2 oraz współczynniki wagowe K_{y_1} i K_{y_2} dla różnych odległości strzelania /wierzchołkowych toru/ są różne; wysokości y_2 zawsze są równe wierzchołkowych toru Y_s . Wymienione wysokości i współczynniki zawiera tabela 1 instrukcji "Uzupełnienie do instrukcji artylerii Artyleryjska służba meteorologiczna. Meteorologiczne zabezpieczenie strzelania rakietami taktycznymi" /Sygnatura Art. 444/63/.

Sposób obliczania balistycznej odchyłki temperatury powietrza^{x/}:

1. Na podstawie odległości strzelania określić z tabel strzelniczych wierzchołkową toru Y_s .
2. Według tabeli 1 w/w instrukcji określić wysokości y_1 i y_2 oraz współczynniki wagowe K_1 i K_2 .
3. Określić z komunikatu meteorologicznego /"Meteośredni"/ dla wysokości y_1 średnią odchyłkę temperatury powietrza $\Delta\tau_{y_1}$ i dla wysokości y_2 średnią odchyłkę temperatury powietrza $\Delta\tau_{y_2}$.
4. Wykonując działania algebraiczne obliczyć balistyczną odchyłkę temperatury powietrza

$$\Delta t_b = K_1 \cdot \Delta\tau_{y_1} + K_2 \cdot \Delta\tau_{y_2}.$$

Uwaga:

Dla wierzchołkowych toru w przedziale wysokości pomiędzy 10000 i 15000 m balistycznej odchyłki temperatury powietrza nie oblicza się. W tych przypadkach postępuje się w sposób następujący:

- oblicza się balistyczne odchyłki temperatury dla wysokości 10000 i 15000 m;
- oblicza się poprawki donośności na balistyczne odchyłki temperatury dla tych wysokości torów;
- interpoluje się poprawkę donośności dla potrzebnej wysokości toru.

Przykład:

1. Wierzchołkowa toru $Y_s = 1200$ m
2. Według tabeli 1 $y_1 = 800$ m, $y_2 = 1200$ m,
 $K_1 = -0,94$ $K_2 = 1,94$
3. Z komunikatu "Meteośredniego" określono

$$\Delta\tau_{y_1} = -16^\circ, \quad \Delta\tau_{y_2} = -18^\circ.$$

x/ Przyjęto oznaczenia według w/w instrukcji.

4. Balistyczna odchyłka temperatury powietrza

$$\begin{aligned}\Delta t_b &= K_1 \cdot \Delta \tau_{y_1} + K_2 \cdot \Delta \tau_{y_2} = -0,94 \cdot /-16/ + 1,94 \cdot /-18/ = \\ &= +15,04 - 34,92; \quad \Delta t_b = -19,9^\circ.\end{aligned}$$

Załącznik 1, Tabela 1 i 2 w/w instrukcji zawierają gotowe wartości iloczynów $K_1 \cdot \Delta \tau_{y_1}$ i $K_2 \cdot \Delta \tau_{y_2}$ dla różnych wierzchołkowych toru Y_s i różnych wartości średnich odchyłek temperatury powietrza $\Delta \tau_{y_1} / \Delta \tau_{y_2}$.

Natomiast "Zbiór tabel do obliczania nastaw. Rakiet 3R-10 /3R-9/" /Sygnatura Art.448/63/ zawiera gotowe poprawki donośności na balistyczne odchyłki temperatury powietrza dla pierwszej warstwy $\Delta D \tau_1$ i drugiej warstwy $\Delta D \tau_2$.

$$\Delta D \tau_1 = K_1 \cdot \Delta \tau_{y_1} \cdot \Delta X_{t^0},$$

$$\Delta D \tau_2 = K_2 \cdot \Delta \tau_{y_2} \cdot \Delta X_{t^0}.$$

27. Obliczanie wiatru balistycznego dla biernego odcinka toru

Rakietą, w odróżnieniu od pocisku artyleryjskiego, na aktywnym odcinku toru stale zwiększa prędkość lotu, a wobec tego wpływ wiatru na jej lot na tym odcinku znacznie się różni od wpływu wiatru na biernym odcinku jej toru, poza tym wiatr w warstwie przyziemnej cechuje znacznie większa zmienność w czasie. Z tych to powodów istnieje konieczność oddzielnego uwzględniania wpływu wiatru na lot rakiety na aktywnym i biernym odcinku toru.

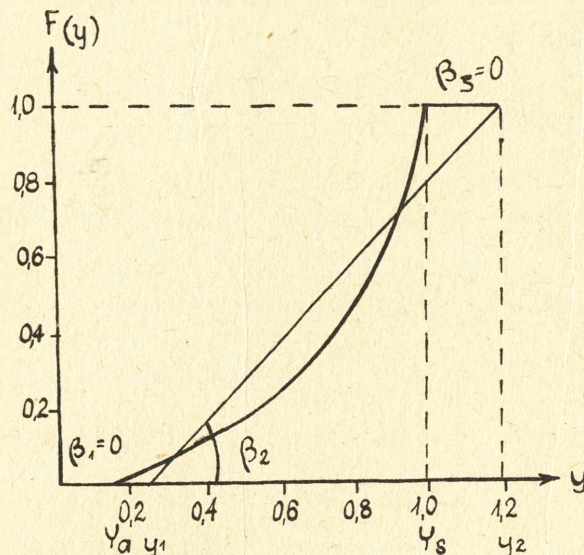
W pierwszej kolejności rozpatrzmy wpływ wiatru na lot rakiety na biernym odcinku.

Wiatr jako dynamiczny element meteorologiczny, posiadający określony kierunek i prędkość działania, wpływa i na donośność i na kierunek lotu rakiety powodując jej uchylenie się od celu w kierunku i w donośności.

Jak już wiemy, wpływ każdego elementu meteorologicznego w każdym punkcie toru jest inny, a tę zmienność wpływu charakteryzują funkcje wagowe danego elementu meteorologicznego.

Funkcje wagowe wpływu wiatru na donośność i na kierunek lotu rakiety różnią się, jednak w celu uproszczenia zasad praktycznego obliczania przyjęto jedne średnie funkcje wagowe dla kierunku

i donośności jako funkcje wagowe wiatru. Dla różnych odległości strzelania /wierzchołkowych toru/ funkcje wagowe są różne.



Rys.27. Wykres funkcji wagowej wiatru na biernym odcinku toru dla $D = 26900$ / $Y_s = 5000$ m, $Y_a = 861$ m, $y_1 = 1200$ m, $y_2 = 6000$ m/.

W celu zastosowania ogólnego wzoru na obliczanie wartości balistycznych zamienia się dokładną funkcję wagową /krzywą/ na uproszczoną, składającą się z trzech odcinków $0-y_1$ i y_1-y_2 , y_2-Y_s . W warstwie od powierzchni Ziemi do wysokości y_1 przyjmuje się, że wpływ wiatru jest zerowy, czyli

$$F/y_1/ = 0$$

$$F/y_1/ = y_1 \cdot \operatorname{tg} \beta_1 = 0$$

Ogólny wzór na obliczenie wiatru balistycznego ma postać

$$\bar{W}_b = \sum_{i=1}^{i=3} K_{y_i} \cdot \bar{W}_{y_i}$$

Ponieważ $K_3 = Y_s \cdot \operatorname{tg} \beta_3 = 0$

$$\bar{W}_b = K_{y_1} \cdot \bar{W}_{y_1} + K_{y_2} \cdot \bar{W}_{y_2}$$

gdzie: K_{y_1} , K_{y_2} - współczynniki wagowe wiatru w warstwach od powierzchni Ziemi do wysokości y_1 oraz do wysokości y_2 ^{x/}

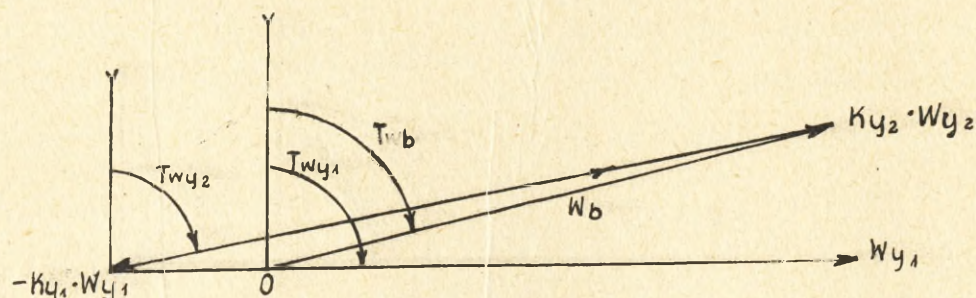
$$K_{y_1} = y_1 / \operatorname{tg} \beta_1 - \operatorname{tg} \beta_2 / = -y_1 \operatorname{tg} \beta_2,$$

$$K_{y_2} = y_2 \operatorname{tg} \beta_2;$$

x/ Patrz rozdział IV. 23.

$\bar{W}_{y_1}, \bar{W}_{y_2}$ - wektory prędkości wiatru średniego w tych samych warstwach.

Ponieważ wiatr balistyczny jest sumą wektorów najłatwiej obliczyć go można metodą rachunkowo-wykreslną



Rys.28. Obliczanie wiatru balistycznego

Wysokości y_1 i y_2 oraz wartości współczynników wagowych K_{y_1} i K_{y_2} zawarte są w instrukcji "Uzupełnienie do instrukcji artylerii Artyleryjska służba meteorologiczna. Meteorologiczne zabezpieczenie strzelania rakietami taktycznymi" Tabela 2, w zależności od wierzchołkowej toru Y_s /dla odróżnienia od takich samych oznaczeń dla temperatury, w instrukcji przyjęto oznaczenia y_3 i y_4 oraz K_3 i K_4 /.

W praktyce, w celu uniknięcia wykonywania działań wykreslnie /rys.28/, oblicza się oddzielnie podłużną i poprzeczną składową wiatru balistycznego W_{x_b} i W_{z_b} /x/.

W tym celu oblicza się kąt wiatru średniego dla warstwy pierwszej i kąt wiatru dla warstwy drugiej

$$A_{W_{y_1}} = T_{BC} - T_{W_{y_1}}$$

$$A_{W_{y_2}} = T_{BC} - T_{W_{y_2}} ;$$

na podstawie kątów wiatru określa się podłużną $W_{x_{y_1}}$ i poprzeczną $W_{z_{y_1}}$ składowe wiatru dla pierwszej warstwy oraz $W_{x_{y_2}}$ i $W_{z_{y_2}}$ dla drugiej warstwy.

Rozkład wiatru na składowe można wykonać albo za pomocą tabeli składowych wiatru /zał. 2 Tabela 1 w/w instrukcji/, albo za pomocą wykresu do rozkładania wiatru balistycznego na składowe /Tabele strzelnicze do strzelania rakietami 3R-10 /3R-9/.

x/ Patr rozdział IV.25.

Mnożąc następnie składowe wiatru średniego przez współczynniki wagowe i odpowiednio sumując iloczyny otrzymany gotowe składowe wiatru balistycznego

$$W_{x_b} = K_{y_1} \cdot W_{x_{y_1}} + K_{y_2} \cdot W_{x_{y_2}}$$

$$W_{z_b} = K_{y_1} \cdot W_{z_{y_1}} + K_{y_2} \cdot W_{z_{y_2}}$$

Przykład:

1. Wierzchołkowa toru $Y_s = 5000$ m,
2. Według Tabeli 2 $y_3 = 1200$ m, $y_4 = 6000$ m;
 $K_3 = -0,25$; $K_4 = 1,25$.
3. Z komunikatu "Meteośredniego" określono

$$T_{W_{y_3}} = 17-00, \quad W_{y_3} = 7 \text{ m/sek};$$

$$T_{W_{y_4}} = 19-00, \quad W_{y_4} = 9 \text{ m/sek}.$$

4. Azymut strzelania 37-00.

Kąty wiatru średniego:

- w pierwszej warstwie

$$A_{W_{y_3}} = 37-00 - 17-00 = 20-00;$$

- w drugiej warstwie

$$A_{W_{y_4}} = 37-00 - 19-00 = 18-00.$$

5. Według załącznika 2 Tabela 1 w/w instrukcji składowe wiatru

$$W_{x_{y_3}} = + 3,5 \text{ m/sek} \quad W_{z_{y_3}} = + 6,1 \text{ m/sek}$$

$$W_{x_{y_4}} = + 2,8 \text{ m/sek} \quad W_{z_{y_4}} = + 8,6 \text{ m/sek}.$$

6. Składowe wiatru balistycznego

$$W_{x_b} = -0,25 \cdot 3,5 + 1,25 \cdot 2,8 = + 2,6 \text{ m/sek};$$

$$W_{z_b} = -0,25 \cdot 6,1 + 1,25 \cdot 8,6 = + 9,2 \text{ m/sek}.$$

W celu ułatwienia obliczeń można posługiwać się również załącznikiem 2 Tabela 2 w/w instrukcji, w której zawarte są gotowe wartości iloczynów $K_3 \cdot W_{x_{y_3}} / K_3 \cdot W_{z_{y_3}}$ i $K_4 \cdot W_{x_{y_4}} / K_4 \cdot W_{z_{y_4}}$ dla różnych wierzchołkowych toru Y_s i różnych składowych wiatru średniego $W_{x_{y_3}} / W_{z_{y_3}}$, $W_{x_{y_4}} / W_{z_{y_4}}$.

W "Zbiorze tabel do obliczania nastaw, Rakieta 3R-10 /3R-9/" podane są już gotowe poprawki donośności $\Delta D_{W_{x_1}}$, $\Delta D_{W_{x_2}}$ i kierunku $\Delta K_{W_{z_1}}$, $\Delta K_{W_{z_2}}$ na składowe wiatru średniego.

$$\Delta D_{W_{x_1}} = K_{y_1} \cdot W_{x_{y_1}} \cdot \Delta X_{W_b}$$

$$\Delta D_{W_{x_2}} = K_{y_2} \cdot W_{x_{y_2}} \cdot \Delta X_{W_b}$$

$$\Delta K_{W_{z_1}} = K_{y_1} \cdot W_{z_{y_1}} \cdot \Delta Z_{W_b}$$

$$\Delta K_{W_{z_2}} = K_{y_2} \cdot W_{z_{y_2}} \cdot \Delta Z_{W_b}$$

28. Określanie wiatru balistycznego dla aktywnego odcinka toru

Konieczność dodatkowego uwzględniania wpływu wiatru na lot rakiety na aktywnym odcinku toru wyjaśniona została w zagadnieniu poprzednim. Oprócz przytoczonych poprzednio powodów /inny charakter wpływu wiatru, większa częstotliwość zmian wiatru w warstwie przyziemnej/ występuje jeszcze jedna przyczyna - w komunikacie "Meteośrednim" pierwszą warstwą, dla której określone zostały dane meteorologiczne jest warstwa 200 m, a więc stosunkowo gruba warstwa.

Z tych to powodów wiatr balistyczny dla aktywnego odcinka toru określa się w każdej baterii rakiet taktycznych bezpośrednio przed strzelaniem.

Aby określić wiatr balistyczny przeprowadza się sondowanie wiatru w warstwie przyziemnej do wysokości odpowiadającej wysokości końca aktywnego odcinka toru.

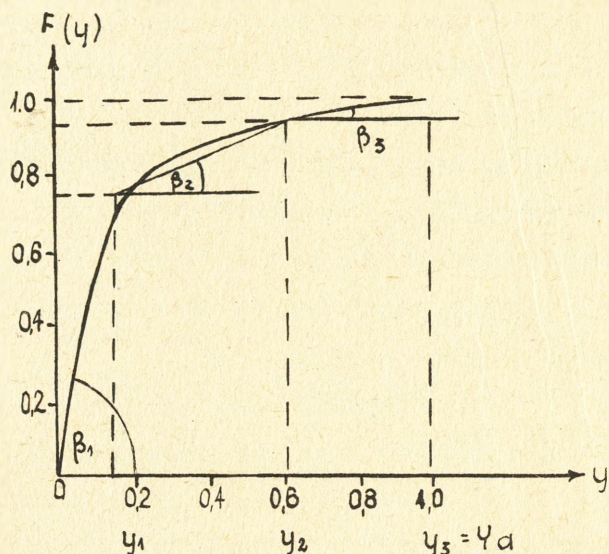
Do sondowania wiatru używa się stacji radiolokacyjnej "P r ó b a" i balonu pilotowego z odbijaczem kątowym lub karabinu wiatromierza WR-2.

Sposób sondowania wiatru szczegółowo omówiony został w "Instrukcji określania nastaw do strzelania rakietami taktycznymi" /załącznik 2. Praca posterunku meteorologicznego baterii/.

Sposób obliczania wiatru balistycznego opiera się na zasadniczym wzorze

$$\bar{W}_a = \sum_{i=1}^{i=n} K_{y_i} \cdot \bar{W}_{y_i}$$

Funkcje wagowe, charakteryzujące zmienność wpływu wiatru na lot rakiety na aktywnym odcinku toru, różnią się zasadniczo od dotychczas spotykanych. O ile na biernym odcinku toru wpływ wiatru wzrasta w miarę wzrostu wysokości, o tyle na aktywnym odcinku toru dzieje się zupełnie odwrotnie - wpływ wiatru stale maleje.



Rys.29. Wykres funkcji wagowej wiatru na aktywnym odcinku toru dla $D = 27000 \text{ m}$ / $Y_a = 870 \text{ m}$, $y_1 = 140 \text{ m}$, $y_2 = 540 \text{ m}$, $y_3 = 870 \text{ m}$.

Do obliczeń praktycznych podczas sondowania wiatru za pomocą stacji "Próba" aktywny odcinek toru dzieli się na trzy warstwy /rys.29/. W związku z tym wzór na obliczenie wiatru balistycznego ma postać następującą:

$$\bar{W}_a = K_{y_1} \cdot \bar{W}_{y_1} + K_{y_2} \cdot \bar{W}_{y_2} + K_{y_3} \cdot \bar{W}_{y_3}$$

gdzie: K_{y_1} , K_{y_2} , K_{y_3} - współczynniki wagowe wiatru w warstwach od powierzchni ziemi odpowiednio do wysokości y_1 , y_2 i y_3 .

$$K_{y_1} = y_1 / \text{tg } \beta_1 - \text{tg } \beta_2 / \tau$$

$$K_{y_2} = y_2 / \text{tg } \beta_2 - \text{tg } \beta_3 / \tau$$

$$K_{y_3} = y_3 \text{ tg } \beta_3;$$

\bar{W}_{y_1} , \bar{W}_{y_2} , \bar{W}_{y_3} - wektory prędkości wiatru średniego w warstwach od powierzchni Ziemi odpowiednio do wysokości y_1 , y_2 i y_3 .

Współczynniki wagowe wiatru na aktywnym odcinku toru są stałe dla wszystkich donośności strzelania przy tabelarycznej temperaturze ładunku prochowego $t_{pr} = + 15^{\circ}$ / $K_{y_1} = 0,68$;
 $K_{y_2} = 0,19$; $K_{y_3} = 0,13$.

Jeżeli temperatura ładunku prochowego różni się od temperatury tabelarycznej $t_{pr} \neq 15^{\circ}$ - czas spalania się prochu różni się od tabelarycznego i prędkość rakiety w poszczególnych punktach też różni się od tabelarycznej, a więc i czas przebywania rakiety w poszczególnych warstwach jest różny od tabelarycznego. Zmiana czasu przebywania rakiety w określonych warstwach atmosfery powoduje zmianę wielkości wpływu wiatru, czyli zmieniają się współczynniki wagowe wiatru.

Wartości współczynników wagowych wiatru na aktywnym odcinku toru dla różnych odchyłek temperatury prochu od tabelarycznej podaje "Instrukcja określania nastaw do strzelania rakietami taktycznymi" /załącznik 2, Tabela 1/. W celu odróżnienia współczynników wagowych uwzględniających odchyłkę temperatury ładunku prochowego od współczynników nieuwzględniających tej odchyłki, te pierwsze przyjęto oznaczać ϕ_1 , ϕ_2 i ϕ_3 .

Wysokości poszczególnych warstw w zależności od odległości strzelania /wysokości końca aktywnego odcinka toru/ podaje Tabela 2 /Załącznik 2/ w/w instrukcji.

W celu uniknięcia działania na wektorach przelicznik stacji radiolokacyjnej oblicza automatycznie również podłużną W_{x_a} i poprzeczną W_{z_a} składowe wiatru balistycznego

$$W_{x_a} = \phi_1 \cdot W_{x_{y_1}} + \phi_2 \cdot W_{x_{y_2}} + \phi_3 \cdot W_{x_{y_3}}$$
$$W_{z_a} = \phi_1 \cdot W_{z_{y_1}} + \phi_2 \cdot W_{z_{y_2}} + \phi_3 \cdot W_{z_{y_3}}$$

Obliczone w ten sposób składowe wiatru balistycznego są składowymi w stosunku do kierunku orientacji stacji radiolokacyjnej, a nie w stosunku do kierunku strzelania.

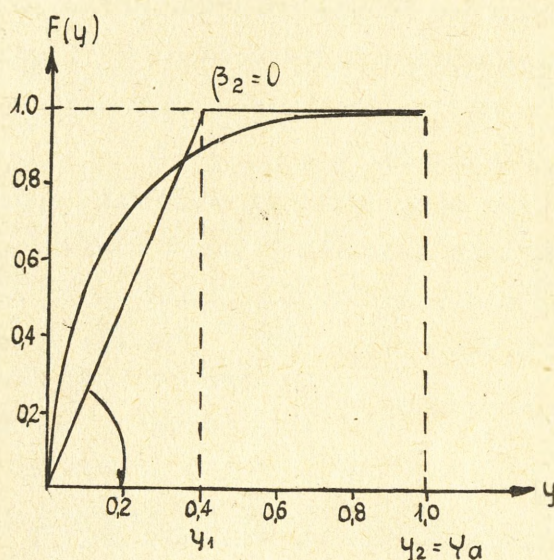
Dowódca stacji radiolokacyjnej przelicza składowe wiatru na azymut topograficzny i prędkość wiatru i przekazuje w takiej postaci drużynie przygotowania danych.

Podczas sondowania wiatru za pomocą karabinu wiatromierza WR-2 azymut wiatru średniego określa się jako azymut kierunku na środek pola rozrzutu kul z punktu stania karabinu, zmieniony o 30-00; prędkość wiatru średniego \bar{W} określa się według wzoru

$$\bar{W} = \frac{d}{t}$$

gdzie: d - odległość od karabinu do środka pola rozrzutu;
 t - czas lotu kuli.

Wiatr balistyczny /prędkość wiatru balistycznego/ oblicza się z wykorzystaniem uproszczonej funkcji wagowej.



Rys.30. Zamiana dokładnej funkcji wagowej wiatru na uproszczoną podczas określania wiatru balistycznego za pomocą karabinu WR-2.

Zgodnie z ogólnym wzorem, wiatr balistyczny w tym wypadku równa się:

$$\bar{W}_a = K_{y_1} \cdot \bar{W}_{y_1} + K_{y_2} \cdot \bar{W}_{y_2},$$

gdzie:

$$K_{y_1} = y_1 / \operatorname{tg} \beta_1 - \operatorname{tg} \beta_2,$$

$$K_{y_2} = y_2 \operatorname{tg} \beta_2.$$

Ponieważ kąt $\beta_2 = 0$, to

$$K_{y_1} = y_1 \cdot \operatorname{tg} \beta_1 = a$$

$$K_2 = 0.$$

Wobec tego wektor prędkości wiatru balistycznego równa się

$$\vec{w}_a = a \cdot \frac{d}{t}$$

albo

$$\vec{w}_a = \frac{d}{t} \cdot a$$

Ponieważ naboje ZP-1 i ZP-2 mają stałą wysokość lotu kuli y - przyjęto, że wysokość y_1 /rys.30/ zawsze będzie równa wysokości lotu kuli; względna zaś wysokość $y_1 / \frac{y_1}{Y_a}$ /, w zależności od odległości strzelania /wysokości Y_a /, każdorazowo będzie inna i współczynnik wagowy "a" też będzie inny.

Dla różnych wysokości końca aktywnego odcinka toru Y_a i różnych możliwych oddaleń środków pól rozrzutu obliczono wówczas prędkości wiatru balistycznego W_a i umieszczono w "Instrukcji określania nastaw do strzelania raketami taktycznymi /Załącznik 2 tabele 3 i 4/".

W celu uwzględnienia odchyłek temperatury ładunku prochowego, określoną z tabeli 3 lub 4 prędkość wiatru balistycznego W_a mnoży się przez współczynnik poprawkowy na odchyłkę temperatury ładunku prochowego - $K_{t_{pr}}$ /Tabele strzelnicze do strzelania raketami 3R-10 /3R-9/.

$$W'_a = W_a \cdot K_{t_{pr}}$$

gdzie: W'_a -- prędkość wiatru balistycznego z uwzględnieniem odchyłki temperatury prochu;

W_a - prędkość wiatru balistycznego dla tabelarycznej temperatury prochu / $t_{pr}^0 = + 15^{\circ}C$ /;

$K_{t_{pr}}$ -współczynnik poprawkowy na odchyłkę temperatury prochu.

W celu ułatwienia określania wiatru balistycznego z uwzględnieniem odchyłki temperatury ładunku prochowego, zawczasu obliczono wartości W'_a dla różnych W_a i różnych t_{pr} i umieszczono w tabeli 5 w/w instrukcji.

VI. OBLICZANIE DANYCH METEOROLOGICZNYCH POTRZEBNYCH DO STRZELANIA
RAKIET OPERACYJNO-TAKTYCZNYCH

Do strzelania raketami operacyjno-taktycznymi 8K-11 potrzebne są następujące dane meteorologiczne:

- odchyłka przyziemnego ciśnienia atmosferycznego Δh_0 [1 mb] w rejonie SS baterii;
- przyziemna temperatura wirtualna powietrza t_{v_0} [1°C];
- azymut topograficzny kierunku pierwszego /podłużnego/ wiatru balistycznego T_{W_1} [1 stopień];
- prędkość pierwszego /podłużnego/ wiatru balistycznego W_1 [1 m/sek];
- balistyczna odchyłka temperatury powietrza Δt [1°C];
- azymut topograficzny kierunku drugiego /bocznego/ wiatru balistycznego T_{W_2} [1 stopień];
- prędkość drugiego wiatru balistycznego W_2 [0,1 m/sek].

Wszystkie te dane dostarczają stacje meteorologiczne dywizjonów raket operacyjno-taktycznych w postaci komunikatów "Meteorakietowych" /"Meteo 33"/.

W komunikacie "Meteorakietowym" podawane jest przyziemne ciśnienie atmosferyczne i przyziemna temperatura wirtualna powietrza w rejonie rozwinięcia stacji meteorologicznej oraz wartości balistycznej odchyłki temperatury powietrza / Δt /, kierunku / T_{W_2} / i prędkości / W_2 / drugiego wiatru balistycznego dla następujących ustalonych wierzchołkowych toru, wyrażonych przez odpowiadające im wysokości punktu wyłączenia silnika rakiety Y_K :

Y_K /km/	14	18	22	26	30
D /km/	60	90	130	180	240

29. Obliczanie odchyłki przyziemnego ciśnienia atmosferycznego

Przyziemne ciśnienie atmosferyczne mierzy się na stacji meteorologicznej za pomocą barometru aneroidu w mm Hg bezpośrednio przed zestawieniem każdego kolejnego komunikatu meteorologicznego. Ponieważ w komunikacie podaje się ciśnienie atmosferyczne w milibarach, zmierzone ciśnienie przelicza się albo według wzoru

$$h \text{ /mb/} = 4/3 h \text{ /mm Hg/},$$

albo z wykorzystaniem specjalnych tabel^{x/}.

W sekcjach i drużynach przygotowania danych przelicza się ciśnienie atmosferyczne dla wysokości stanowiska startowego, a następnie oblicza się odchyłkę ciśnienia atmosferycznego Δh .

Przeliczanie ciśnienia z jednego poziomu Z_m do drugiego Z_B wykonuje się z wykorzystaniem stopnia barometrycznego s_b ^{xx/}

$$h = h_m + s_b / Z_m - Z_B /$$

Odchyłkę ciśnienia atmosferycznego od tabelarycznego oblicza się według wzoru

$$\Delta h = h - 1000 / mb /$$

30. Obliczanie balistycznej odchyłki temperatury powietrza

Balistyczna odchyłka temperatury powietrza jest to taka obliczona odchyłka wirtualnej temperatury powietrza od tabelarycznej, jednakowa w granicach wierzchołkowej toru, która wywołuje takie same uchylenie rakiety w donośności, jak rzeczywiste odchyłki temperatury, różne na różnych wysokościach^{xxx/}.

Wzór roboczy do obliczania balistycznej odchyłki temperatury powietrza ma następującą ogólną postać:

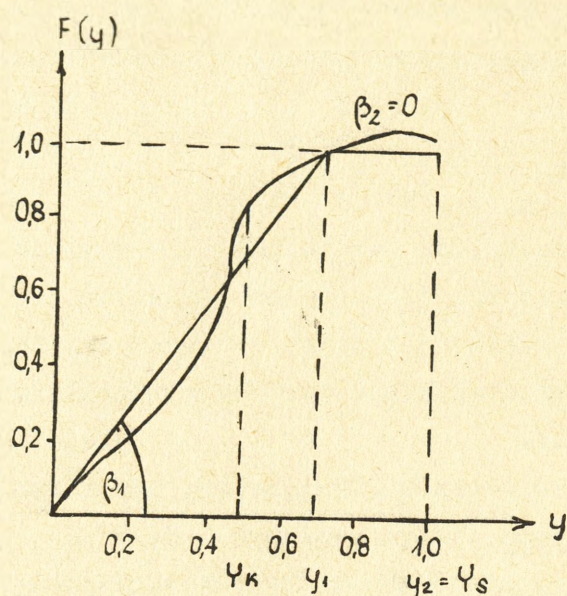
$$\Delta t = \sum_{i=1}^{i=n} K_{y_i} \cdot \Delta \tau_{y_i}$$

gdzie: K_{y_i} - współczynniki wagowe odchyłki temperatury dla poszczególnych warstw atmosfery;

$\Delta \tau_{y_i}$ - średnie odchyłki wirtualnej temperatury powietrza w warstwach atmosfery od powierzchni ziemi do wysokości y_i .

Wygląd dokładnych funkcji wagowych odchyłek temperatury $F/y/$ i sposób ich zamiany funkcjami przybliżonymi przedstawia rys.31.

x/ Instrukcja Artylerii, Artyleryjska Służba Meteorologiczna.
xx/ Patrz rozdział II.10 /stopień barometryczny/.
xxx/ Patrz rozdział IV.23.



Rys.31. Dokładna i przybliżona funkcja wagowa odchyłki temperatury powietrza.

Z rysunku widać, że $\operatorname{tg} \beta_1 = \frac{1}{y_1}$, $\operatorname{tg} \beta_2 = 0$, wobec tego współczynniki wagowe będą równe

$$K_{y_1} = y_1 / \operatorname{tg} \beta_1 - \operatorname{tg} \beta_2 = 1$$

$$K_{y_2} = y_2 \operatorname{tg} \beta_2 = 0.$$

Ogólny wzór roboczy przyjmie więc postać

$$\Delta t = K_{y_1} \cdot \Delta t_{y_1} = \Delta t_{y_1}.$$

Ponieważ stosowane tabele strzelnicze TSR-506U opracowane były dla innej metody obliczania i uwzględniania balistycznej odchyłki temperatury powietrza, stosując obecną metodę należy uwzględnić dodatkową poprawkę w postaci współczynnika korelacyjnego $\Lambda_{\Delta t}$.

Wysokości y_1 i współczynniki korelacyjne $\Lambda_{\Delta t}$ w zależności od ustalonych wysokości aktywnego odcinka toru Y_K podaje poniższa tabela

Y_K /km/	14	18	22	26	30
y_1 /km/	18	24	28	32	32
$\Lambda_{\Delta t}$	1,10	1,12	1,10	1,06	1,02

Wobec tego praktycznie stosowany obecnie wzór roboczy na obliczenie balistycznej odchyłki temperatury powietrza będzie następujący

$$\Delta t_{Y_K} = A \Delta t \cdot \Delta \tau_{y_i}$$

Oznacza to, że dla rakiety 8K-11 balistyczna odchyłka temperatury powietrza, dla ustalonej wysokości Y_K , równa jest średniej odchyłce wirtualnej temperatury powietrza w warstwie od powierzchni ziemi do jakiejś określonej wysokości y_i , powiększonej "A Δt " razy.

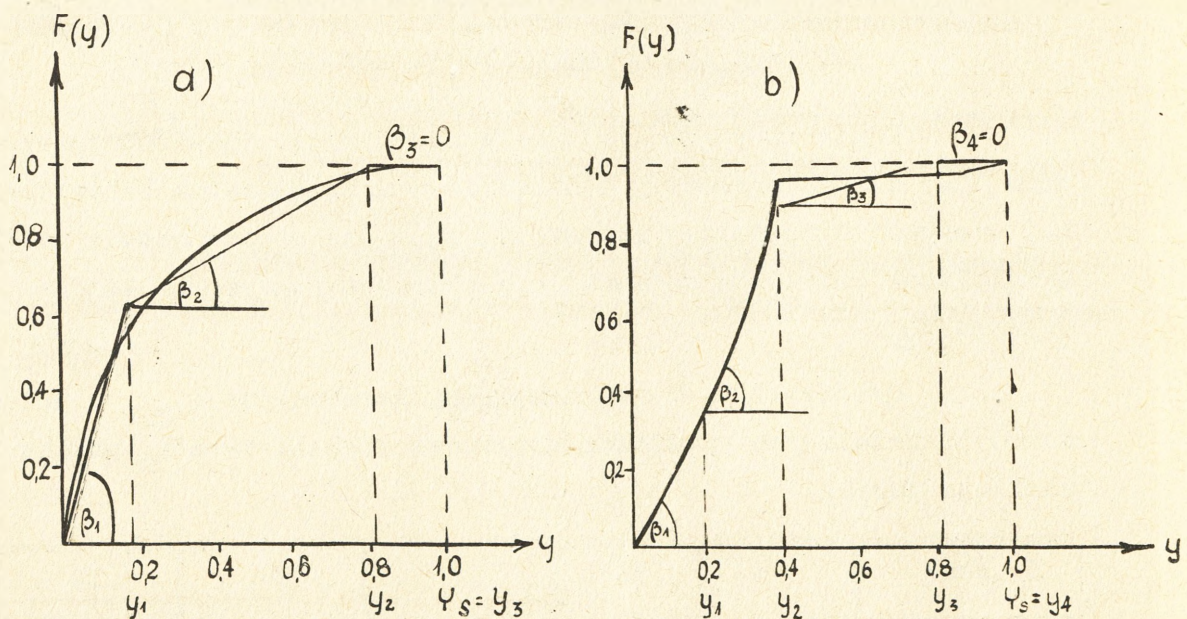
Średnie odchyłki temperatury powietrza oblicza się według ogólnych zasad /patrz rozdział III.18/.

Balistyczne odchyłki temperatury powietrza oblicza się na specjalnym arkuszu obliczeń wzór nr 7 /załącznik 8/.

31. Obliczanie pierwszego i drugiego wiatru balistycznego

Jak już wiemy, wiatr wpływa na donośność i kierunek lotu rakiety i wpływ jego w każdym punkcie toru jest inny. Zmienność wpływu wiatru na donośność i na kierunek charakteryzują funkcje wagowe podłużnej składowej $F_w/y/$ i poprzecznej składowej $F_w/y/$ wiatru,

Funkcje wagowe podłużnej składowej i poprzecznej składowej wiatru dla rakiety 8K-11 różnią się w bardzo istotny sposób.



Rys.32. Wykresy dokładnych i uproszczonych funkcji wagowych wiatru dla rakiety 8K-11. a/ podłużna składowa wiatru /podłużny wiatr/; b/ poprzeczna składowa wiatru /boczny wiatr/.

Funkcja wagowa podłużnej składowej wiatru, w związku z istnieniem układu kierowania donośnością rakiety, jest stała dla wszystkich donośności strzelania, natomiast funkcja wagowa poprzecznej składowej wiatru zmienia się w zależności od donośności.

Dlatego też dla rakiety 8K-11 nie można obydwu tych funkcji uśredniać i przyjmować jedną funkcję wagową wiatru /jak robi się to dla artylerii i rakiet taktycznych/.

W związku z powyższym istnieje konieczność oddzielnego określania dwóch wiatrów balistycznych: podłużnego /pierwszego/ i boczego /drugiego/.

Pierwszy /podłużny/ wiatr balistyczny jest to taki obliczony wiatr, jednakowy w granicach wierzchołkowej toru, który wywołuje takie same uchylenie w donośności jak wiatr rzeczywisty różny na różnych wysokościach.

Drugi /boczny/ wiatr balistyczny jest to taki obliczony wiatr, jednakowy w granicach wierzchołkowej toru, który wywołuje takie same uchylenie rakiety w kierunku jak wiatr rzeczywisty różny na różnych wysokościach.

Jak wiadomo roboczy wzór do obliczenia podłużnej i poprzecznej składowej wiatru balistycznego posiada następującą postać ogólną:

$$W_{x_b} = \sum_{i=1}^{i=n} K_{y_i}^x \cdot W_{x_{y_i}}$$

$$W_{z_b} = \sum_{i=1}^{i=n} K_{y_i}^z \cdot W_{z_{y_i}}$$

gdzie: $K_{y_i}^x$ i $K_{y_i}^z$ - współczynniki wagowe warstw dla podłużnej i poprzecznej składowej wiatru;
 $W_{x_{y_i}}$ i $W_{z_{y_i}}$ - podłużna i poprzeczna składowe wiatru średniego w warstwach od powierzchni ziemi do odpowiednich wysokości y_i /wysokości y_i dla podłużnej i poprzecznej składowej są różne/.

Przy wyprowadzaniu wzoru roboczego do obliczania pierwszego /podłużnego/ wiatru balistycznego krzywą dokładnej funkcji wagowej $Fw_x/y/$ zamieniono przybliżoną funkcją wagową w postaci linii łamanej w wyniku czego: $y_1 = 6$ km, $F/y_1/ = 0,62$, $y_2 = 26$ km, $F/y_2/ = 1,0$.

Współczynniki wagowe, jak wiadomo, oblicza się według wzorów:

$$\begin{aligned} K_1 &= y_1 / \operatorname{tg} \beta_1 - \operatorname{tg} \beta_2 / \\ K_2 &= y_2 / \operatorname{tg} \beta_2 - \operatorname{tg} \beta_3 / \\ K_3 &= y_3 \operatorname{tg} \beta_3 \end{aligned}$$

Z rysunku 32 wynika, że

$$\operatorname{tg} \beta_1 = \frac{F/y_1/}{y_1} = \frac{0,62}{6} = 0,103$$

$$\operatorname{tg} \beta_2 = \frac{1 - F/y_1/}{y_2 - y_1} = \frac{1 - 0,62}{26 - 6} = \frac{0,38}{20} = 0,019$$

$$\operatorname{tg} \beta_3 = 0.$$

Stąd liczbowe wartości współczynników wagowych będą równe:

$$K_1^x = 6 / 0,103 - 0,019 / = 6 \cdot 0,084 = 0,5$$

$$K_2^x = 26 \cdot 0,019 = 0,5$$

$$K_3^x = 0.$$

Podstawiając otrzymane wartości do ogólnego wzoru na podłużną składową wiatru balistycznego otrzymamy:

$$W_{x_b} = 0,5 W_{x_6} + 0,5 W_{x_{26}}$$

gdzie W_{x_6} i $W_{x_{26}}$ - podłużne składowe wiatru średniego w warstwach atmosfery od powierzchni ziemi odpowiednio do wysokości $y_1 = 6$ km i $y_2 = 26$ km.

Aby można było zastosować powyższą metodę obliczenia podłużnego wiatru balistycznego przy wykorzystaniu tabel strzelniczych TSR-506U, należy uwzględnić współczynnik korelacyjny A_{w_1} :

$$W_{x_b} = A_{w_1} / 0,5 W_{x_6} + 0,5 W_{x_{26}} / .$$

Współczynnik korelacyjny A_{w_1} dla wyżej wymienionych tabel strzelniczych wynosi 1,2 i dlatego

$$W_{x_b} = 0,6 W_{x_6} + 0,6 W_{x_{26}} .$$

Ponieważ wiatr balistyczny oblicza się na stacji meteorologicznej i danych o kierunkach strzelania poszczególnych baterii, z reguły brak - oblicza się więc nie składowe wiatru, lecz wektory wiatru, kierunek których charakteryzuje się azymutami topograficznymi wyrażonymi w stopniach.

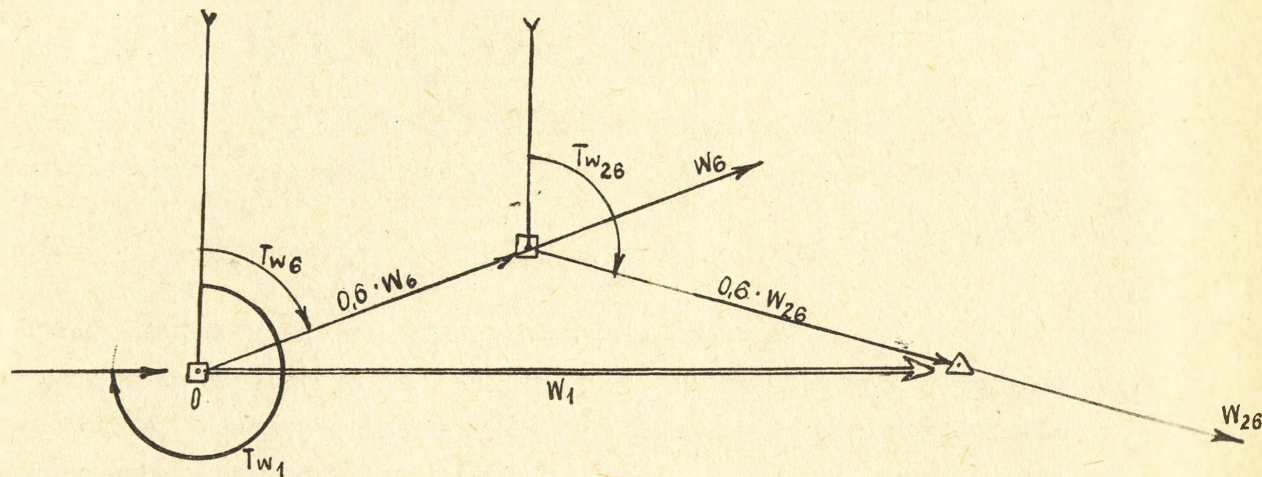
Wobec powyższego wzór roboczy do obliczania pierwszego wiatru balistycznego przyjmie postać:

$$\bar{W}_1 = 0,6 \bar{W}_6 + 0,6 \bar{W}_{26},$$

gdzie \bar{W}_6 i \bar{W}_{26} - wektory prędkości wiatru średniego w warstwach atmosfery od powierzchni ziemi odpowiednio do wysokości 6 i 26 km; 0,6 i 0,6 - umowne współczynniki wagowe pierwszego wiatru balistycznego.

Kierunek T_w i wielkość wektora prędkości wiatru średniego W określa się według zasad ogólnych.

Pierwszy /podłużny/ wiatr balistyczny oblicza się na specjalnym arkuszu, wykonując wykreslnie dodawanie wektorów na "stoliku wiatru" z zestawu AMP-53, według następującego schematu:



Rys.33. Schemat obliczania pierwszego wiatru balistycznego.

Przy wyprowadzaniu wzoru roboczego do obliczania drugiego /bocznego/ wiatru balistycznego, na przykład dla wysokości końca aktywnego odcinka toru $Y_K = 14$ km, krzywą dokładnej funkcji wagowej $F_w/y/$ zamieniono przybliżoną wagową funkcją w postaci linii łamanej, w wyniku czego $y_1 = 8$ km, $F/y_1/ = 0,344$; $y_2 = 14$ km; $F/y_2/ = 0,888$; $y_3 = 26$ km; $F/y_3/ = 1,0$ /rys.32 b/.

Z zamiany takiej wynika, że

$$\operatorname{tg} \beta_1 = \frac{F/y_1/}{y_1} = \frac{0,344}{8} = 0,0430$$

$$\operatorname{tg} \beta_2 = \frac{F/y_2/ - F/y_1/}{y_2 - y_1} = \frac{0,888 - 0,344}{14 - 8} = \frac{0,544}{6} = 0,0906$$

$$\operatorname{tg} \beta_3 = \frac{1 - F/y_2/}{y_3 - y_2} = \frac{1 - 0,888}{26 - 14} = \frac{0,112}{12} = 0,0093;$$

$$K_1^z = 8 / 0,0430 - 0,0906/ = 8 \cdot 0,0476 = - 0,88$$

$$K_2^z = 14 / 0,0906 - 0,0093/ = 14 \cdot 0,0813 = 1,14$$

$$K_3^z = 26 \cdot 0,0093 = 0,24,$$

Wykorzystując ogólną postać wzoru do obliczania poprzecznej składowej wiatru balistycznego, możemy napisać:

$$W_{z_b} = - 0,38 W_{z_8} + 1,14 W_{z_{14}} + 0,24 W_{z_{26}}.$$

Uwzględniając współczynnik korelacji $K_{w_2} = 0,42$ dla $Y_K = 14$ km/ oraz przechodząc od składowych do w_2 wektorów otrzymamy:

$$\bar{w}_2 = - 0,16 \bar{w}_8 + 0,48 \bar{w}_{14} + 0,10 \bar{w}_{26}.$$

Wzór powyższy jest słuszny tylko dla wysokości końca aktywnego odcinka toru $Y_K = 14$ km.

Dla pozostałych ustalonych wysokości końca aktywnego odcinka toru $Y_K / 18, 22, 26$ i 30 km/ wysokości y_2, y_3 oraz umowne współ-

czynniki wagowe K_2^z i K_3^z są różne. Przy donośnościach strzelania 180 km i więcej $/Y_K = 26$ i 30 km/ wpływ poprzecznej składowej wiatru na kierunek występuje tylko do wysokości $26-28$ km /na aktywnym odcinku toru/ i dlatego uproszczona funkcja wagowa poprzecznej składowej wiatru składa się tylko z trzech odcinków, w tym trzeci odcinek jest równoległy do osi $y / \beta_3 = 0/$.

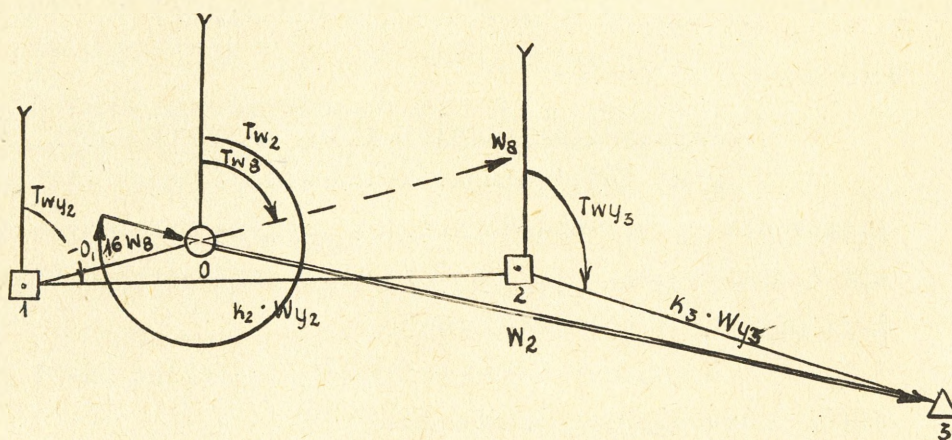
Wobec powyższego wzór do obliczenia drugiego wiatru balistycznego dla $Y_K = 26$ km i $Y_K = 30$ km składa się tylko z dwóch składników:

$$\bar{W}_2 / Y_K = 26, 30 / = - 0,16 \bar{W}_8 + K_2^z \cdot \bar{W}_{y_2}$$

Wysokości y_1 , y_2 i y_3 oraz umowne współczynniki wagowe drugiego wiatru balistycznego dla różnych Y_K

Y_K	y_1	K_1^z	y_2	K_2^z	y_3	K_3^z
14	8	- 0,16	14	0,48	26	0,10
18	8	- 0,16	18	0,60	26	0,18
22	8	- 0,16	22	0,66	26	0,28
26	8	- 0,16	26	1,03	-	-
30	8	- 0,16	28	1,16	-	-

Obliczanie drugiego wiatru balistycznego dla ustalonych wysokości wykonuje się na specjalnym blankiecie, przy wykorzystaniu "stolika wiatru" do wykresnego dodawania wektorów.

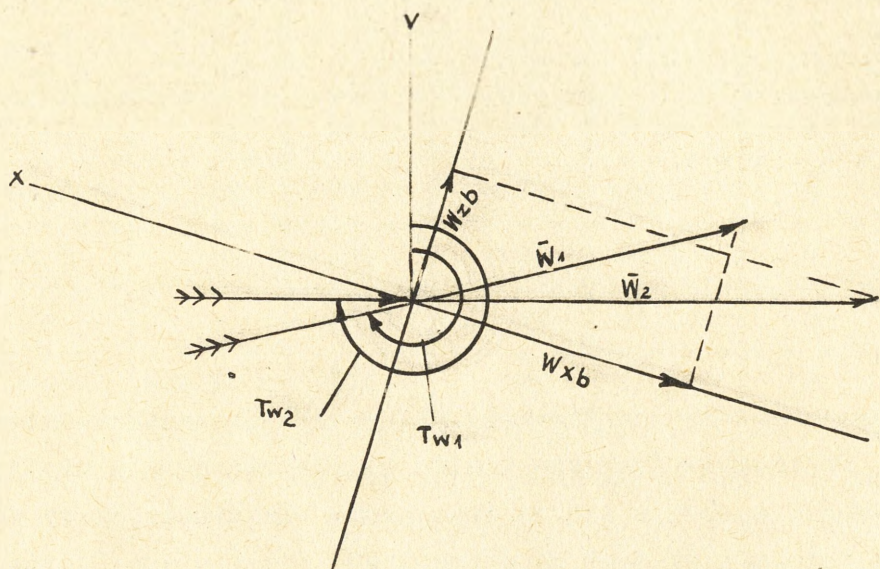


Rys. 34. Schemat obliczania drugiego wiatru balistycznego.

Podłużną i poprzeczną składową wiatru balistycznego podczas przygotowania nastaw do strzelania określa się w sekcjach i drużynach przygotowania danych, wykorzystując dane o kierunku i prędkości pierwszego i drugiego wiatru balistycznego zawartych w komunikacie "Meteorakietyowym". Przy tym, na podstawie pierwszego

wiatru balistycznego określa się tylko podłużną składową W_{x_b} , a na podstawie drugiego wiatru balistycznego - tylko poprzeczną składową W_{z_b} .

Schemat określania składowych W_{x_b} i W_{z_b} według danych o pierwszym W_1 i drugim W_2 wietrze balistycznym pokazano na rysunku 35.



Rys.35.

32. Komunikat meteorologiczny "Meteorakietowy" /Meteo 33/

Dane meteorologiczne określane przez stacje meteorologiczne dla rakiet operacyjno-taktycznych przekazywane są do sekcji i drużyn przygotowania danych w postaci komunikatów meteorologicznych - "Meteorakietowy".

Komunikat meteorakietowy dla rakiet SK-11 zestawia się według następującego schematu:

$$\text{Meteo 33 NN} - \text{DDGGM} - \text{ZZZZ} - \text{hhht} \begin{matrix} 0 & 0 \\ v & v \end{matrix} - T_1 T_1 T_1 V_1 V_1 -$$

$$- 14 \Delta t \Delta t - T_2 T_2 T_2 V_2 V_2 V_2$$

$$- 18 \Delta t \Delta t - T_2 T_2 T_2 V_2 V_2 V_2$$

$$- 22 \Delta t \Delta t - T_2 T_2 T_2 V_2 V_2 V_2$$

$$- 26 \Delta t \Delta t - T_2 T_2 T_2 V_2 V_2 V_2$$

$$- 30 \Delta t \Delta t - T_2 T_2 T_2 V_2 V_2 V_2$$

Znaczenie cyfr i liter jest następujące:

- "Meteo 33" - umowne oznaczenie komunikatu "Meteorakietowego" dla rakiet operacyjno-taktycznych 8K-11;
- "NN" - umowny numer stacji meteorologicznej;
- "DD" - dzień miesiąca;
- "GG" - godzina zakończenia sondowania atmosfery;
- "M" - dziesiątki minut zakończenia sondowania;
- "ZZZZ" - wysokość stacji meteorologicznej nad poziomem morza;
- "hhhh" - wartość ciśnienia atmosferycznego na poziomie stacji meteorologicznej wyrażona w milibarach;
- " t_v^o " - wartość wirtualnej temperatury powietrza na poziomie stacji meteorologicznej wyrażona w stopniach C;
- "14, 18, 22, 26, 30" - podstawowe wysokości wyrażone w kilometrach;
- " Δt^o " - balistyczna odchyłka temperatury;
- " $T_1 T_1 T_1$ " - azymut topograficzny pierwszego wiatru balistycznego /skąd wieje wiatr/ wyrażony w stopniach;
- " $V_1 V_1$ " - prędkość pierwszego wiatru balistycznego w metrach/sek;
- " $T_2 T_2 T_2$ " - azymut topograficzny drugiego wiatru balistycznego /skąd wieje wiatr/, wyrażony w stopniach;
- " $V_2 V_2 V_2$ " - prędkość drugiego wiatru balistycznego wyrażona w metrach/sek z dokładnością do 1 dziesiątej metra.

Wartości ujemne zaznacza się według zasad ogólnych.

VII. WŁAŚCIWOŚCI METEOROLOGICZNEGO PRZYGOTOWANIA STRZELANIA
RAKIETAMI OPERACYJNO-TAKTYCZNYMI 8K-14

Do strzelania raketami operacyjno-taktycznymi 8K-14 potrzebne są następujące dane meteorologiczne:

- odchyłka przyziemnego ciśnienia atmosferycznego Δh_B [1 mb] w rejonie SS baterii;
- odchyłka przyziemnej temperatury wirtualnej powietrza Δt_{v_0} [1°C];
- balistyczna odchyłka temperatury powietrza Δt [1°C];
- azymut topograficzny wiatru balistycznego [1 stop];
- prędkość wiatru balistycznego [1 m/sek].

Balistyczną odchyłkę temperatury powietrza dla raket 8K-14 oblicza się w warstwach atmosfery od powierzchni ziemi do następujących ustalonych wysokości:

Y_s /km/	24	34	44	54	64
Donośność /km/	50	90	130	170	210 + 320

Wiatr balistyczny /azymut i prędkość/ oblicza się dla ustalonych wysokości toru Y_s równych 24 i 34 km, a poprawki na wpływ wiatru oblicza się tylko dla donośności strzelania do 100 km.

Wszystkie wymienione dane o elementach meteorologicznych dostarczają stacje meteorologiczne brygady raket operacyjno-taktycznych w postaci komunikatów meteorologicznych-"Meteo-raketowych" /"Meteo 44"/.

Treść komunikatu meteoraketowego dla raket 8K-14 jest następująca:

"Meteo 44 NN - DDGGM - ZZZZ - hhhh t°t° - 24 Δt Δt -TTTVV-
 - 34 Δt Δt -TTTVV-
 - 44 Δt Δt -
 - 54 Δt Δt -
 - 64 Δt Δt ."

Znaczenie cyfr i liter analogiczne jak w komunikacie meteoraketowym dla raket 8K-11 /Meteo 33/ z wyjątkiem:

- Meteo 44 - umowne znaczenie komunikatu meteoraketowego przeznaczonego dla raket 8K-14;

- TTT - azymut topograficzny kierunku wiatru balistycznego /tylko jeden wiatr balistyczny/;
- VV - prędkość wiatru balistycznego.

Jak wynika z treści komunikatu, stacje meteorologiczne brygady podają nie odchyłki ciśnienia przyziemnego i wirtualnej temperatury powietrza, lecz ich wartości $/h_m$ i t_v^0 /, i w sekcjach i drużynach przygotowania danych należy określić odchyłki $/\Delta h_B$ i $\Delta t_{v_0}^0$ /.

Sondowanie atmosfery w celu zestawienia komunikatu "Meteo 44" przeprowadza się co 4-6 godz., a komunikaty przekazuje się co 2-3 godziny.

Ważność komunikatu "Meteo 44" w terenie średnio pofalowanym, przy odległości stacji meteorologicznej od stanowisk startowych do 10 km, wynosi 6 godz. Przy większych odległościach ważność komunikatu skracca się o 1 godzinę na każde 25 km ponad 10 km.

Dłuższy czas ważności komunikatu "Meteo 44" oraz uwzględnianie tylko jednego wiatru balistycznego i tylko podczas strzelania na odległości do 100 km wynika z tego, że wpływ wiatru na lot rakiety 8K-14 jest stosunkowo mały.

Balistyczne odchyłki temperatury powietrza dla warstw atmosfery od powierzchni ziemi do ustalonych wysokości wylicza się według ogólnego wzoru

$$t_{Y_s} = \sum_{i=1}^{i=n} K_i \cdot \Delta \tau_{y_i}$$

Ponieważ z zamiany dokładnej funkcji wagowej temperatury funkcją przybliżoną wynika, że każdej ustalonej wysokości toru Y_s odpowiada jakaś wysokość y , przy której współczynnik wagowy $K_1 = 1$, a współczynnik $K_2 = 0$ - przyjmuje się, że balistyczna odchyłka temperatury powietrza dla wierzchołkowej Y_{S_i} jest równa średniej odchyłce temperatury powietrza w warstwie do wysokości y_i

$$\Delta t_{Y_{S_i}} = \Delta \tau_{y_i}$$

Wysokości Y_i w zależności od ustalonych wysokości toru Y_s

Y_s /km/	24	34	44	54	64
Y_i /km/	16	20	24	28	30

Wiatr balistyczny dla ustalonych wysokości toru oblicza się według wzorów:

$$\bar{W}_{b24} = -0,5 \bar{W}_{10} + 1,5 \bar{W}_{24}$$

$$\bar{W}_{b34} = -0,3 \bar{W}_{10} + 1,3 \bar{W}_{30}$$

gdzie: \bar{W}_{b24} i \bar{W}_{b34} - wektory prędkości wiatru balistycznego dla wierzchołkowych 24 i 34 km;

\bar{W}_{10} , \bar{W}_{24} , \bar{W}_{30} - wektory prędkości średniego wiatru w warstwach atmosfery do wysokości odpowiednio 10, 24 i 30 km.

LITERATURA:

1. "Kurs meteo-rologii" P.N. Twierskoj.
2. "Mieteorologiczeskije usłowija strelby artillerii" A.S. Kołodoczka.
3. "Meteorologia wojskowa". Wyd. MON 1964 r.
4. "Instrukcja artylerii. Artyleryjska służba meteorologiczna".
5. "Uzupełnienia i zmiany do instrukcji artylerii Artyleryjska służba meteorologiczna".
6. "Uzupełnienie i zmiany do instrukcji artylerii Artyleryjska służba meteorologiczna. Meteorologiczne zabezpieczenia strzelania raketami taktycznymi".
7. Uzupełnienia i zmiany do instrukcji artylerii Artyleryjska służba meteorologiczna. Meteorologiczne zabezpieczenie strzelania raketami operacyjno-taktycznymi".
8. "Instrukcja artylerii. Ruchoma artyleryjska stacja radiometeorologiczna /PARMS/".
9. Skrypt: "Mieteorologiczeskoje obiespiczenije sojedinienij i czastiej operatowno-takticzeskich raket". A.S. Kołodoczka. Leningrad 1963 r.

Wydrukowano 50 egz.
egz.nr 1-50 B.Tajna spec.
wyk.mjr Anweiler
druk.I. Balcerzak
dnia 12.05.1965r.
nr ks.masz.001243/51

OPRACOWAŁ:
ST.ASISTENT KAT.STRZELANIA WRI Art.

mjr dypl. M. ANWEILER

ZALĄCZNIK 1

T A B E L A

poprawek $\delta\epsilon$ kąta położenia ϵ w stop. na krzywiznę Ziemi i refrakcję promienia radiolokacyjnego /znak poprawki "+" i uwzględnia się przy $D_N \geq 50\ 000\ m/$

$$\delta\epsilon = 335,205 \cdot 10^{-5} D_N \cos \epsilon$$

D_N (km)	ϵ (stop.)	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	65	70
50		0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
60		0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
70		0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1
80		0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1
90		0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1
100		0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1
110		0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1
120		0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,1
130		0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2
140		0,5	0,5	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2
150		0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2
160		0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2
170		0,6	0,6	0,5	0,5	0,5	0,5	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2
180		0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,5	0,5	0,5	0,4	0,4	0,4	0,3	0,2	0,2
190		0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,5	0,5	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	0,2
200		0,7	0,7	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,5	0,5	0,4	0,4	0,3	0,3	0,2

ARKUSZ OBLICZENIA WIATRU ŚREDNIEGO

Data i godzina rozpoczęcia sondowania.

Typ st.rlok.-RMS-1 Powłoka balonowa Nr

1	2	3	4	5	6	7	8
t	ϵ	T	D_N	$\epsilon + \delta\epsilon$	y	U	W
min.	tys.	tys.	m	stop.	m	m/sek	m/sek
0							
0,5							
1,0							
1,5							
2,0							
2,5							
3,0							
4							
5							
6							
7							
8							
9							
10							
12							
14							
16							
18							
20							
22							
24							
26							

ZALACZNIK 3
Wzór nr 2

ARKUSZ WYLICZENIA TEMPERATURY POWIETRZA

Data i godzina rozpoczęcia sondowania |

Radiosonda RKZ-1-T-Nr blok radiowy Nr.

Temperatura przyziemna w chwili wypuszczenia $t_0 =$ °C

Ciśnienie przyziemne w chwili wypuszczenia h_0 mm Hg

1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6
t	F_t	F_{wz}	q	$t^{\circ}C$	y	t	F_t	F_{wz}	Q	$t^{\circ}C$	y
min	c/s	c/s	-	-	m	min	c/s	c/s	-	-	m
0						32					
0,5						34					
1,0						36					
1,5						38					
2,0						40					
2,5						44					
3,0						48					
4						52					
5						56					
6						60					
7						64					
8						68					
9						72					
10						76					
12						80					
14						84					
16						88					
18						92					
20						96					
22						100					
24						104					
26						108					
28						112					
30						116					

Wyliczał.....

Sprawdził.....

c.d.

1	2	3	4	5	6	7	8
t	ϵ	T	D_N	$\epsilon + \delta\epsilon$	y	U	W
min.	tys.	tys.	m	stop.	m	m/sek	m/sek
28							
30							
32							
34							
36							
38							
40							
44							
48							
52							
56							
60							
64							
68							
72							
76							
80							
84							
88							
92							
96							
100							
104							
108							
112							
116							

Wyliczał.....

Sprawdził.....

Załącznik 4
Wzór nr 3

ARNUSZ WYLICZENIA ŚREDNIEJ ODCZYTKI TEMPERATURY POWIETRZA

Data i godzina rozpoczęcia sondowania.....

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
y	t ^o C	t ^o C	t _N	δ _t	Y	ΔT _{i-1}	/n-1/	7 x 8/9 + 5	n	ΔT _i	U	δ _t _{pr}	ΔT _i	
0 0			15,9		0	0	-	-	-	-				
100			15,3		200	-	-	-	-	-				
300			14,0		400	1	1	2	2	2				
600			12,1		800	1	1	2	2	2				
1000			9,6		1200	2	2	3	3	3				
1400			7,0		1600	3	3	4	4	4				
1800			4,5		2000	4	4	5	5	5				
2200			2,0		2400	5	5	6	6	6				
2700			- 1,2		3000	4	4	5	5	5				
3500			- 6,2		4000	3	3	4	4	4				
4500			-12,6		5000	4	4	5	5	5				
5500			-18,9		6000	5	5	6	6	6				
7000			-28,4		8000	3	3	4	4	4				
9000			-41,1		10000	4	4	5	5	5				
11000			-50,4		12000	5	5	6	6	6				
13000			-51,5		14000	6	6	7	7	7				
15000			-51,5		16000	7	7	8	8	8				

c.d.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
y	t ^o _v	t ^o _v	t _N	δt	Y	Δt _{i-1}	7 x 8 / n-1	7 x 8	9 + 5	n	Δt _i	v	δt _{pr}	Δt _i
18000	-	-	-	-	18000	-	-	-	-	-	-	-	-	-
20000	-	-	-51,5	-	20000	-	4	-	-	5	-	-	-	-
22000	-	-	-	-	22000	-	-	-	-	-	-	-	-	-
24000	-	-	-51,5	-	24000	-	5	-	-	6	-	-	-	-
26000	-	-	-	-	26000	-	-	-	-	-	-	-	-	-
28000	-	-	-51,5	-	28000	-	6	-	-	7	-	-	-	-
30000	-	-	-	-	30000	-	-	-	-	-	-	-	-	-
32000	-	-	-	-	32000	-	7	-	-	8	-	-	-	-

Wyliczał

Sprawdził

ARKUSZ WYLICZENIA ŚREDNIEJ ODCHYLEŃKI GĘSTOŚCI POWIETRZA

Data i godzina rozpoczęcia sondowania.....

$$\Delta P_{i-1} / n - 1 + \delta P;$$

$$T = T_N + \Delta T; lgh = lgh_0 - \frac{a'}{T}; \Delta P_i =$$

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
y	t°C	ΔT	T_N	t	a'	$\frac{a'}{T}$	lgh	h	P	Y	ΔP_{i-1}	n-1	(12) x (15)	(14) + (10)	n	ΔP_i
0			288,9													
100			288,6		1,484					200						
300			287,9		4,451					400		1			2	
600			287,0		8,902					800		1			2	
1000			285,8		14,84					1200		2			3	
1400			284,5		20,77					1600		3			4	
1800			283,2		26,71					2000		4			5	
2200			282,0		32,64					2400		5			6	
2700			280,4		40,06					3000		4			5	
3500			277,8		51,93					4000		3			4	
4500			274,7		66,77					5000		4			5	
5500			271,5		81,61					6000		5			6	
7000			266,8		103,86					8000		3			4	
9000			260,4		133,54					10000		4			5	

Wyliczał.....

Sprawdził.....

ARKUSZ DLA ZESTAWIENIA KOMUNIKATU

Data i godzina sondowania.....początek.....koniec.....
 Współrzędne stacji meteorologicznej..... Z_{SM}
 Dane przyziemne w chwili zestawienia komunikatu t_0 $^{\circ}C$,
 t_{v_0} = $^{\circ}C$ Δt_0 = h_0 = mm hg, Δh_0 =

mm Hg

1	2	3	4	5	
Y	ΔP	$\Delta \tau$	Wiatr średni		"Meteo 11"
			$\frac{m}{s}$	W	
0				
200					- 02
400					- 04
800					- 08
1200					- 12
1600					- 16
2000					- 20
2400					- 24
3000					- 30
4000					- 40
5000					- 50
6000					- 60
8000					- 80
10000					- 10
12000					- 12 -
14000					- 14 -
18000					- 18 -
22000					- 22 -
26000					- 26 -
30000					- 30 -

Zestawił.....

Sprawdził.....

ZALACZNIK 7
WZÓR nr 6

ARKUSZ WYLICZENIA WIATRU BALISTYCZNEGO

Data i godzina rozpoczęcia sondowania

b	K ₁ W ₁ y ₁			K ₂ W ₂ y ₂			K ₃ W ₃ y ₃			W ₁	W ₂	Y						
	y ₁	T _{w1}	W _{y1}	K ₁	K ₁ ·W _{y1}	y ₂	T _{w2}	W _{y2}	K ₂	K ₂ ·W _{y2}	y ₃		T _{w3}	W _{y3}	K ₃	K ₃ ·W _{y3}	T _w	W
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
W ₁	6			0,60		26			0,60									14-30
W ₂	8			-0,16		26			0,10		14			0,48				14
	8			-0,16		26			0,18		18			0,60				18
	8			-0,16		26			0,28		22			0,66				22
	8			-0,16		26			1,03									26
	8			-0,16		28			1,16									30

Wyliczał Sprawdził

ZAŁĄCZNIK 8
Wzór nr 7

ARKUSZ WYLICZENIA BALISTYCZNEJ ODCHYLEŃKI TEMPERATURY POWIETRZA

Data i godzina rozpoczęcia sondowania.

1	2	3	4	5
Y	y	Δt	K	Δt
14	18		1,10	
18	24		1,12	
22	28		1,10	
26	32		1,06	
30	32		1,02	

Wyliczał

Sprawdził.

KOMUNIKAT "METEO 33"

Godzina zakończenia sondowania

Dane przyziemne w chwili zestawiania komunikatu:

$t_o = \dots\dots\dots^\circ\text{C}$; $t_v = \dots\dots\dots^\circ\text{C}$; $h_m = \dots\dots\dots \text{mb}$; $Z_{sm} = \dots\dots\dots$

"Meteo 33 - - - - -

- 14 - -

- 18 - -

- 22 - -

- 26 - -

- 30 - -"

Zestawił

Sprawdził

POPRAWKI ŚREDNIEJ ODCHYLEŃKI TEMPERATURY POWIETRZA NA WPŁYW PROMIENIOWANIA SŁONECZNEGO NA RADIOSONDE δt_{pr}
/w stopniach/

y /w km/	Szybkość wznoszenia radiosondy U /m/sek/				
	4	5	6	7	8-9
1-10	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9
12	1,4	1,2	1,1	1,0	0,9
14	1,6	1,4	1,2	1,1	1,0
16	1,9	1,7	1,5	1,4	1,2
18	2,2	1,9	1,7	1,5	1,4
20	2,6	2,2	2,0	1,8	1,6
22	2,9	2,5	2,2	2,0	1,8
24	3,2	2,8	2,5	2,2	2,0
26	3,6	3,1	2,8	2,5	2,2
28	4,1	3,6	3,2	2,9	2,6
30	4,8	4,1	3,7	3,3	3,0
32	5,7	5,0	4,4	3,9	3,5

Uwagi:

1. Poprawki mają zawsze znak minus "-"
2. Poprawki uwzględnia się tylko w dzień.

