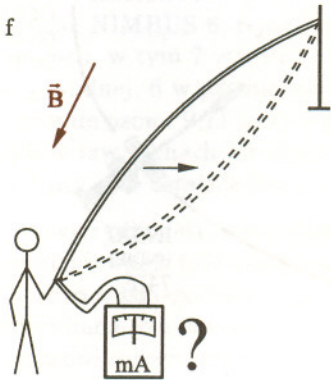


Zmienimy szybkość i amplitudę potrząsania przewodem. Zobaczymy, jak te zmiany wpływają na wskazania miliamperomierza. Spróbujemy również ustalić, jaki związek istnieje między kierunkiem przepływu prądu indukcyjnego a kierunkiem ruchu przewodu i kierunkiem linii ziemskiego pola magnetycznego, który możemy określić posługując się kompasem lub igłą magnetyczną.

To samo doświadczenie powtarzamy potrząsając ruchomą częścią przewodu m w płaszczyźnie pionowej (rys. c). Obserwujemy analogiczny efekt. W tym przypadku prąd indukcyjny powstaje w wyniku przecinania przez elementy przewodu prostopadłej do nich składowej poziomej ziemskiego pola magnetycznego. Część przewodu m można również wprawić w ruch obrotowy zataczając nią okręgi w sposób pokazany na rysunku d. Prąd indukcyjny będzie wtedy powstawał w rezultacie przecinania przez elementy przewodu obu składowych ziemskiego pola magnetycznego. Zmieniając kąt, jaki tworzy kierunek ustawienia ruchomej części przewodu z płaszczyzną południka magnetycznego, którą wyznacza igła kompasu, możemy zbadać wpływ tego parametru na wskazania miliamperomierza.



Warto również zrealizować warianty doświadczenia przedstawione na rysunkach e, f. Wprawiamy w ruch część przewodu m z tak dobraną częstotliwością, żeby wytworzyła się fala stojąca o długości takiej samej, jak długość tej części (rys. e). Czy wówczas miliamperomierz wskaże przepływ prądu? Spróbujemy również wprawić w taki sam ruch obie części przewodu (rys. f). Żeby ograniczyć niezależne ruchy tych części, można skleić je w kilku miejscach opaskami z taśmy klejącej albo związać sznurkiem. Co wskazuje w tym przypadku miliamperomierz? Dlaczego?

Badane przez nas zjawisko indukcji elektromagnetycznej zostało powszechnie wykorzystane m.in. w prądnicach – zarówno tych małych, zasilających instalację oświetleniową roweru, jak i tych wielkich, które pracują w elektrowniach. W prądnicach występują jednak pola magnetyczne znacznie silniejsze od ziemskiego.

Satelita meteorologiczny

Ryszard BALCER

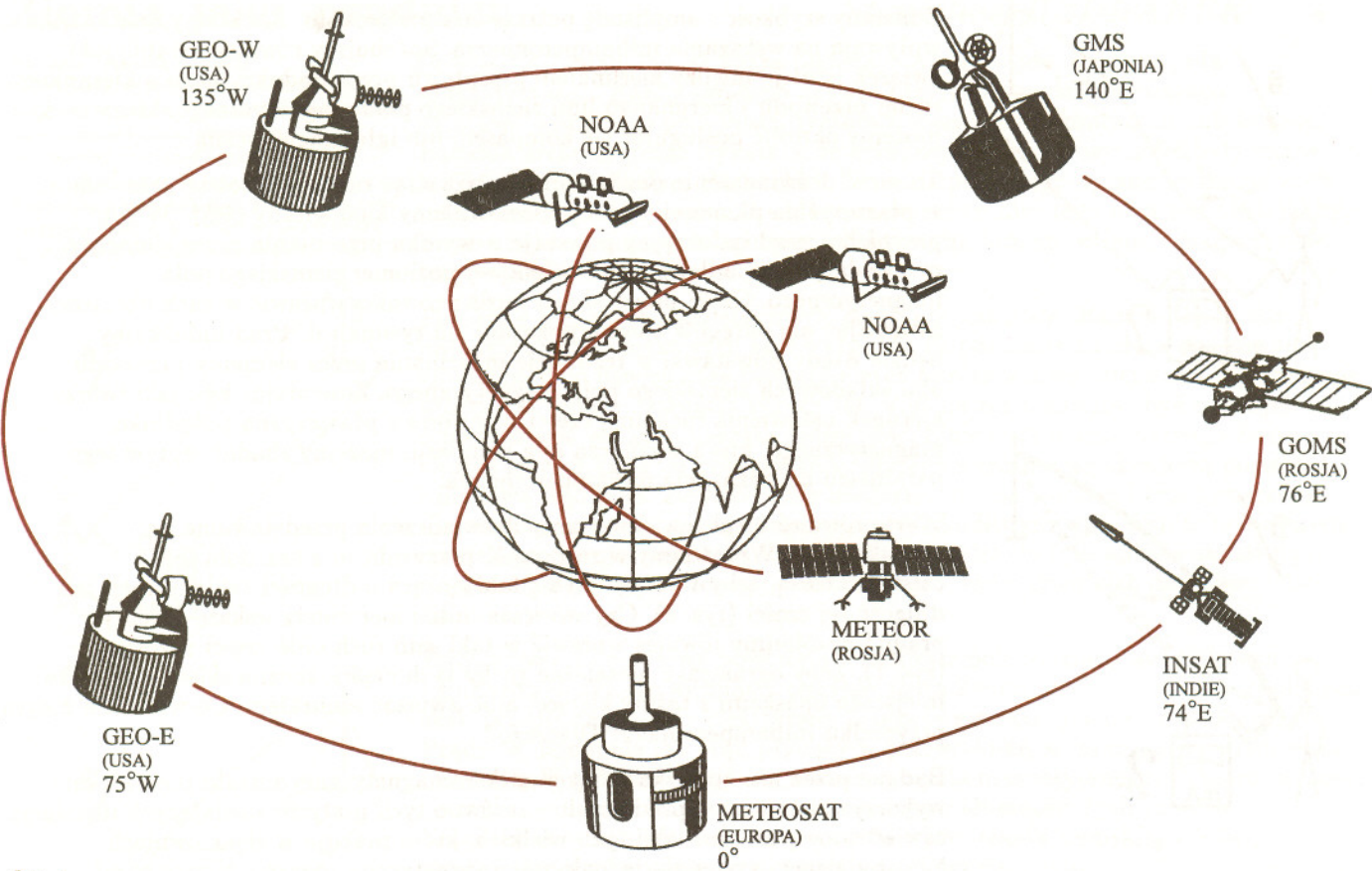
Orbity satelitów

Pierwszy sztuczny satelita Ziemi wystrzelony został na orbitę przez Związek Radziecki 4 X 1957 r., co zapoczątkowało szybki rozwój astronautyki i związanych z nią dziedzin nauki i techniki. Wkrótce pojawiły się kolejne satelity, w tym również tzw. meteorologiczne. Pierwszym w pełni zasługującym na tę nazwę był TIROS (*Television and InfraRed Observational Satellite*) wystrzelony na orbitę 1 IV 1960 r. na wysokość 644 km. Jego zadaniem było głównie zademonstrowanie możliwości obserwowania zachmurzenia z wysokości orbity satelity za pomocą kamery telewizyjnej. Następnymi, skonstruowanymi w połowie lat 60., były amerykańskie satelity z serii NIMBUS zdolne już do przekazywania danych o procesach zachodzących w atmosferze Ziemi. Wtedy też pojawił się pierwszy radziecki satelita meteorologiczny KOSMOS 122.

Ze względu na zajmowane orbity satelity dzielimy na geostacjonarne i biegunowe. Satelita geostacjonarny obiega Ziemię w płaszczyźnie równika z kątową prędkością orbitalną równą kątowej prędkości rotacji Ziemi, znajduje się więc niezmiennie nad ustalonym punktem równika. Wysokość orbity geostacjonarnej

wynosi około 36 000 km, co odpowiada promieniowi orbity 6,6 promienia Ziemi. Geostacjonarność nie oznacza jednak zupełnej niezmienności położenia względem powierzchni naszego globu. Perturbacje ze strony przede wszystkim Księżycy i Słońca powodują powolne odchodzenie satelity od przewidzianego punktu i po pewnym czasie wymagana jest korekcja jego położenia. Na orbicie geostacjonarnej znajduje się obecnie sześć satelitów meteorologicznych: METEOSAT (Europa), nad długością geograficzną 0° , GOES-E (USA), 75° W, GOES-W (USA), 135° W, GMS (Japonia), 140° E, GOMS (Rosja), 76° E, INSAT (Indie), 74° E. Stanowią one razem zespół światowej obserwacji pogody (World Weather Watch).

Satelitą biegunowym z kolei jest satelita, który został wystrzelony na orbitę przechodzącą (prawie) nad biegunami Ziemi. Wysokości orbit meteorologicznych satelitów biegunowych mogą być dowolne, zazwyczaj są równe około 850 km z czasem obiegu rzędu 100 min. Trzy satelity biegunowe: dwa z serii NOAA (USA) oraz METEOR (Rosja) uzupełniają obserwacje satelitów geostacjonarnych. (Na koniec lat 90. planowane jest wysłanie europejskich satelitów polarnych.) Cały zespół dziewięciu satelitów meteorologicznych jest schematycznie przedstawiony na rysunku 1.



Rys. 1

Czujniki satelitów i zasada pomiarów

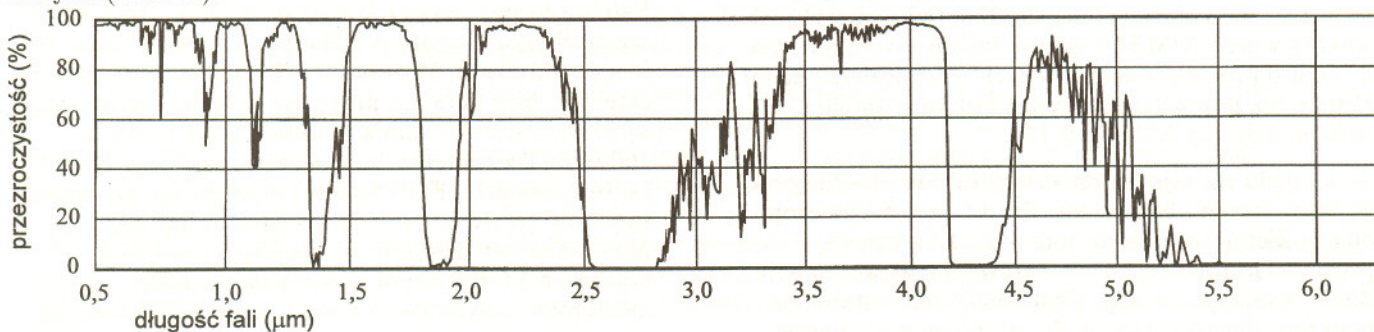
Zasadniczym wyposażeniem satelitów meteorologicznych są radiometry, czyli przyrządy do pomiaru natężenia promieniowania. Prawo Plancka określa natężenie promieniowania $B(\lambda, T)$ jako funkcję długości fali i temperatury, przy założeniu, że ciało promieniuje jak czarne. Z pomiaru natężenia promieniowania na dowolnej długości fali można więc wyznaczyć temperaturę ciała, ponieważ jego odległość od satelity jest znana. Rzeczywiste obiekty nie są jednak ciałami doskonale czarnymi. Stosunek rzeczywistego natężenia promieniowania do wartości teoretycznej dla tej samej fali i przy tej samej temperaturze nazywamy emisyjnością: $I(\lambda, T)/B(\lambda, T) = \epsilon(\lambda, T)$.

Emisyjność powierzchni Ziemi jest zbliżona do jedności, a ciała o emisyjności $\epsilon < 1$ nazywamy ciałami szarymi (tabelka).

Emisyjności różnych ciał

powierzchnia	temperatura (°C)	emisyjność
skóra człowieka	32	0,98
lód	-10	0,96
wilgotna gleba	20	0,95
sucha gleba	20	0,92
piach	20	0,90
śnieg	-10	0,85
polerowane złoto	100	0,02

Wybór odpowiedniego przedziału długości fal pozwala mierzyć temperaturę charakteryzującą rozmaite obiekty, jak powierzchnię Ziemi, wody, lodu, górną granicę chmur itp. Ponieważ atmosfera Ziemi to mieszanina gazów i aerozoli, chcąc obserwować np. powierzchnię Ziemi, należy wybrać te przedziały,



Rys. 2

które wypadają poza pasmami absorpcji składników atmosfery (rys. 2). Słońce, gwiazda o temperaturze efektywnej około 6000 K, emituje maksimum energii na fali $\lambda = 0,5 \mu\text{m}$ (jest to środek zakresu widzialnego oznaczanego VIS), natomiast Ziemia, planeta o temperaturze około 300 K, promieniuje energię głównie w pasmie fal około 10–12 μm , leżącym w podczerwieni (IR). Obserwując zatem w zakresie podczerwonym ($\lambda > 0,7 \mu\text{m}$), leżącym poza pasmem absorpcji składników atmosfery, można – na podstawie prawa Plancka i uwzględniając emisyjności – wyznaczyć temperaturę interesujących obiektów. Np. radiometr HIRS/2 (*High Resolution Infrared Radiation Sounder*), zainstalowany na satelicie NIMBUS 6, rejestrował promieniowanie w 20 kanałach, w tym 7 w pasmie CO_2 15 μm , 7 w pasmie pary wodnej, 6 w pasmie też CO_2 4,3 μm , jeden w pasmie ozonu 9,71 μm i 3 poza pasmami absorpcji, czyli w tzw. oknach atmosferycznych (11,11, 3,76 i 0,7 μm – to ostatnie jest pasmem VIS).

Typowy radiometr zainstalowany na satelicie odbiera promieniowanie (przepuszczone przez stosowne filtry) z bardzo wąskiego kąta bryłowego – poniżej jednego miliradiana. Na powierzchni Ziemi odpowiada to obszarowi o rozmiarach rzędu kilometra. Pomiar promieniowania z tego obszaru odpowiada jednemu pikselowi (elementowi obrazowemu) na ekranie monitora. W miarę ruchu satelity pomiary kodowane są w postaci kolejnych pikseli tworzących w ten sposób linie, z których powstaje pełny obraz, jak to się dzieje na ekranie telewizora.

Obserwacje satelitarne

Satelita europejski METEOSAT, zawieszony nad Zatoką Gwinejską, pozwala na otrzymywanie co pół godziny obrazu całej widocznej półkuli Ziemi w kanałach leżących w trzech zasadniczych pasmach: wspomnianych już VIS i IR oraz IRWV (*Infrared Water Vapor*, 5,7–7,1 μm). Pasma IRWV, odpowiadające falam absorbowanym przez atmosferyczną parę wodną, pozwala na wyznaczenie jej zawartości w słupie powietrza objętym obserwacją, a na całym obrazie – zmian ilości pary wodnej z czasem w różnych miejscach globu. W przypadku tego satelity jeden piksel obejmuje kąt 0,065 mrad,

czemu odpowiadają 2 km przy obserwacjach z wysokości – jak pamiętamy – około 36 000 km. Oczywiście, obrazy w pasmie VIS pochodzą tylko z dziennej półkuli Ziemi, natomiast w podczerwieni można śledzić rozkład chmur również na stronie nocnej. Na podstawie temperatury można też rozpoznać, na jakiej wysokości leżą obserwowane chmury, na zasadzie: chmury zimniejsze leżą wyżej. Z takich obserwacji powstają następnie mapy pogody, a jedną z nich możemy codziennie zobaczyć na ekranie telewizora po Wiadomościach przed godz. 20.

Chmury, które stale pokrywają znaczną część powierzchni Ziemi, utrudniają obserwacje samej powierzchni w pasmach VIS i IR. Rozwiązaniem jest użycie pasm mikrofalowych, np. $\lambda = 6 \text{ mm}$. Kąt widzenia jest wtedy znacznie większy i pikselowi na powierzchni Ziemi odpowiada obszar o średnicy ponad 100 km. Promieniowanie Ziemi w tym zakresie jest znacznie słabsze, ale z kolei odbiorniki mikrofal mają większą czułość niż detektory podczerwieni. Zakres mikrofalowy pozwala np. łatwo identyfikować aktualne opady, co jest cenne zwłaszcza nad oceanami, gdyż informacje z tych obszarów są praktycznie nie do zdobycia w inny sposób. Obszary bezopadowe od objętych opadami różnią się temperaturą o ponad 50 K. Badania i obserwacje w pasmie mikrofalowym mają szczególne zastosowanie do wykrywania opadów o charakterze tropikalnym oraz do śledzenia globalnego rozkładu opadów. Prowadzi się też obserwacje tzw. metodą cięciw (LIMB), pozwalające na wyznaczenie rozkładu koncentracji gazów z wysokością w atmosferze przy wykorzystaniu ich pasm absorpcji. Istota tej metody polega na rejestracji przez satelitę, w czasie ruchu po orbicie, promieniowania Słońca lub innej gwiazdy przenikającego atmosferę Ziemi na różnych wysokościach. Przebieg natężenia tego promieniowania jest odbiciem koncentracji danego absorbenta, którą można w ten sposób prześledzić niemal w całej grubości atmosfery.

Dane otrzymywane z pomiarów satelitarnych są gromadzone w kilku centrach, takich jak Waszyngton, Darmstadt, Tokio, Delhi, a następnie rozsyłane do użytkowników. Obecnie jest możliwość stosunkowo łatwego dotarcia do nich dzięki sieci komputerowej INTERNET.

