

Ekstremalne zjawiska atmosferyczne

■ KRZYSZTOF HAMAN, MARCIN KUROWSKI

Przez ekstremalne zjawiska atmosferyczne rozumiemy w zasadzie wszelkie sytuacje w atmosferze, w których pewne parametry z pośród opisujących stan atmosfery przybierają wartości bliskie wartościom maksymalnym lub minimalnym zaobserwowanym w przeszłości. To w teorii, ale w codziennej praktyce myślimy zazwyczaj o sytuacjach w jakimś sensie niebezpiecznych i szkodliwych dla naszego życia czy ogólnie aktywności. Należą do nich m.in. nadzwyczajnie wysokie lub niskie temperatury powietrza, nietypowe dla danej lokalizacji czy też pory roku, katastrofalnie silne wiatry niszczące lasy i zabudowania, niezwykle intensywne opady powodujące powodzie lub inne szkody (np. grad), długotrwałe susze, czy też niezwykle wysokie stężenia zanieczyszczeń powietrza. Niepokoją nas pojawiające się i nagłaśniane w prasie, radiu czy telewizji sugestie, że w związku ze spodziewanymi zmianami klimatu takie zjawiska mogą występować częściej niż dotąd i charakteryzować się rosnącą intensywnością. W krótkim, artykule nie sposób omawiać je wszystkie, zwłaszcza, że w grę wchodzi bardzo różne mechanizmy fizyczne, na ogół dość skomplikowane. Zajmę się więc tu tylko kilkoma przykładami, które w tym roku mogą budzić szczególne zainteresowanie. Trzy z nich wiążą się z bardzo silnymi wiatrami: będą to **fen** czyli tzw. wiatr halny w Tatrach, **szkwał** i **tornado** czyli trąba powietrzna; czwarty to katastrofalny, nawalny, krótkotrwały lecz bardzo intensywny opad, popularnie zwany „**oberwaniem chmury**”, w wyniku którego dochodzi do lokalnej powodzi lub

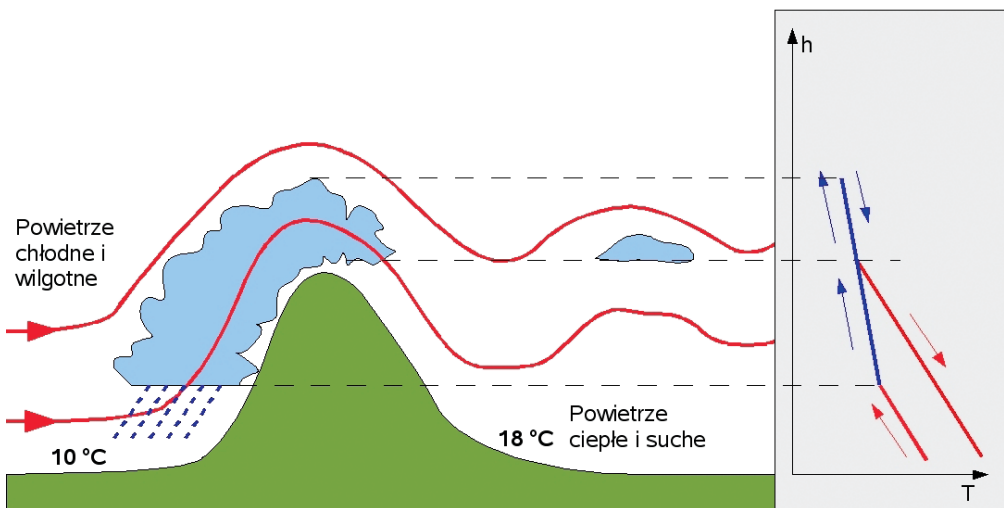
podtopień. Nieco uwagi poświęcę też **cyklonom tropikalnym** zwanym na Atlantyku huraganami, a na zachodnim Pacyfiku – tajfunami. Wprawdzie w Polsce nie mamy z nimi bezpośrednio do czynienia, ale często donoszą o nich środki masowego przekazu. Zresztą w globalizującym się świecie warto wychodzić poza własne podwórko. Cyklony tropikalne wiążą się zarówno z bardzo silnymi wiatrami, jak i z ulewnymi opadami, a w dodatku ze względu na wirowy charakter bywają mylone z tornadami, od których różnią się zarówno naturą, jak i skalą (ich rozmiar poziomy jest rzędu kilkuset kilometrów wobec kilkuset metrów w przypadku tornad. Przy okazji warto zwrócić uwagę, że w potocznym języku, huraganem nazywa się każdy bardzo silny wiatr o katastrofalnych skutkach; tak rozumiane huragany zdarzają się w naszym kraju też). Wszystkie te przykłady łączy jedno: kluczową rolę w ich mechanizmie odgrywa energia zawarta w ciepłe utajonym przemian fazowych, uwalniana w toku kondensacji pary wodnej w kropelki chmurowe (a także zamarzania, jako że część z nich zazwyczaj następnie zamarza).

Zacznijmy od **fenu**. Jest to bardzo silny wiatr o zasięgu lokalnym (zazwyczaj do kilkudziesięciu kilometrów), pojawiający się za łańcuchami górskimi. Stanowi on jakby lokalne wzmocnienie wiatru wielkoskalowego, (tzn. wywołanego ogólną sytuacją meteorologiczną, charakterystyczną dla większego obszaru), jeżeli wieje on mniej więcej prostopadle do łańcucha górskiego. Powietrze na obszarze występowania fenu, to znaczy po zawiętrznej stronie gór, jest stosun-

kowo ciepłe i suche, zachmurzenie niewielkie, choć często obserwuje się bardzo malownicze, tzw. stojące chmury soczewkowe (*Altostratus lenticularis*), nie przemieszczające się z wiatrem. Są one, same w sobie, bardzo interesującym zjawiskiem, zwłaszcza dla pilotów szybowcowych, ale nie mamy miejsca by się nimi tu bliżej zajmować. Szczyt grzbietu górskiego pokrywa wał gęstych chmur, a po stronie nawietrznej występują obfite opady. Wiatr fenowy często osiąga prędkości przekraczające 100 km/h, łamie drzewa i uszkadza budynki a niosąc powietrze o stosunkowo wysokiej temperaturze i niskiej wilgotności wytapia i wysusza pokrywę śnieżną (o ile akurat była obecna).

Schemat mechanizmu powstawania fenu ilustruje rys. 1. (w przekroju pionowym, poprzecznym do łańcucha górskiego). Wiatr, napotkawszy przeszkodę w postaci łańcucha górskiego, zmuszony do przekroczenia go górą, powoduje wznoszenie się niesionego przez siebie powietrza wzdłuż zbocza a po przekroczeniu grzbietu – opadanie. Jak wiadomo, ciśnienie atmosferyczne spada z wysokością (w grubym przybliżeniu maleje o czynnik dwa co pięć kilometrów wzniesienia). Wraz ze spadkiem ciśnienia spada temperatura wznoszącego się powietrza (efekt zmian temperatury gazu przy zmianach ci-

śnienia – wzrostu przy sprężaniu i spadku przy rozprężaniu znany jest każdemu, kto pompował rower lub piłkę ręczną pompką). W typowych warunkach atmosferycznych, przy braku kondensacji pary wodnej, jest to ok. $10^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Wartość ta w żargonie meteorologów nosi nazwę sucho-adiabatywnego gradientu temperatury. Nie należy jej mylić ze spadkiem temperatury z wysokością, obserwowanym w całej atmosferze niezależnie od ruchów pionowych; jest on różny i na ogół mniejszy – w troposferze średnio ok. $6^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Jeżeli jednak w toku wznoszenia powietrze ochłodzi się na tyle, by zaczęła się kondensować zawarta w nim para wodna i tworzyć chmura, wydzielające się przy tym utajone ciepło kondensacji ogrzewa każdy kilogram powietrza o około $2,5^{\circ}\text{C}$ na każdy gram skondensowanej w nim wody. W rezultacie spadek temperatury z wysokością maleje, zależnie od temperatury, zawartości pary i ciśnienia, do ok. $5\text{--}7^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Jest to tzw. wilgotno-adiabatywny gradient temperatury. W typowych warunkach fenowych dochodzi w ten sposób do powstania chmury na nawietrznej stronie łańcucha. Jeżeli nie powstałby opad, przebieg zjawisk po stronie zawietrznej byłby z grubsza symetryczny do tego po stronie nawietrznej i wiatr po obu stronach też byłby podobny, jeżeli pominąć



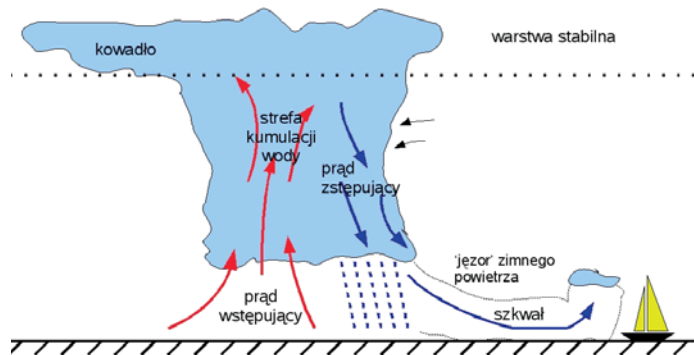
Rys. 1. Schemat mechanizmu powstawania fenu

zaburzenia czysto aerodynamiczne związane z opływem przeszkody. Jeżeli jednak część skondensowanej wody wypadnie w postaci opadu, wydzielone przez nią ciepło utajone pozostaje w powietrzu w postaci „jawnej”, a sumaryczna zawartość wody w powietrzu spada, tak, że w powietrzu osiadającym po stronie zawietrznej chmura szybko zanika. Powietrze to osiadając po stronie zawietrznej ogrzewa się dalej zgodnie z gradientem sucho-adiabaticznym osiągając temperatury wyższe niż te, które miało na analogicznych poziomach po stronie nawietrznej i zawiera mniej pary wodnej, tzn. jest suchsze. Jednocześnie część tej dodatkowej energii cieplnej zostaje przemieniona w energię kinetyczną wiatru, zwiększając jego prędkość (tak jak ciepło spalania paliwa w komorze spalania silnika odrzutowego zwiększa prędkość przepływającego przez niego powietrza i na zasadzie trzeciego prawa Newtona daje siłę ciągu). Po stronie zawietrznej fen dość szybko traci energię na skutek tarcia o powierzchnię ziemi. Np. w Tatrach wiatr halny nie sięga zazwyczaj Krakowa, choć na wyższych poziomach pewne jego efekty w postaci np. wspomnianych już chmur soczewkowych dają się czasem zaobserwować nawet w okolicach Warszawy.

To krótkie objaśnienie istoty powstawania fenu nie wnika w liczne szczegóły tego procesu w których, jak powiada przysłowie, tkwi diabeł, a które powodują, że nie w każdym przypadku wiatru prostopadłego do łańcucha górskiego pojawia się fen, a i nie



Rys. 2. Chmura burzowa Cumulonimbus z widocznym „kowadłem” utworzonym przez prąd wstępujący, rozplywający się na boki na skutek wyhamowania w warstwie powietrza o równowadze stałej. Kowadło składa się z kryształków lodu co nadaje mu wygląd „włóknisty”



Rys. 3. Schemat struktury chmury Cumulonimbus

każdy łańcuch górski stwarza dla tego zjawiska warunki. W szczególności intensywność opadu, determinująca ilość energii cieplnej dostarczonej netto do przekraczającego łańcuch górski powietrza, zależy od czynników, z których nie wszystkie jeszcze w pełni rozumiemy. Z kolei podział tej energii na część, która podnosi temperaturę powietrza i część, która zwiększa jego prędkość, zależy także od geometrii strumienia powietrza a więc pośrednio od ukształtowania terenu.

Szkwał, tornado i „oberwanie chmury” związane są z chmurami burzowymi (Cumulonimbus, rys. 2 i 3), nieco uwagi musimy więc poświęcić ich budowie. Najważniej-

szym elementem chmury burzowej jest wstępujący prąd powietrza, w którym na skutek ochładzania przy wznoszeniu dochodzi do kondensacji pary wodnej. Prąd taki może się utworzyć, jeżeli w dostatecznie grubej warstwie powietrza (poza chmurą) spadek temperatury z wysokością będzie większy niż wspomniany wcześniej gradient sucho-adiabatyyczny a następnie, po pojawieniu się kondensacji – wilgotno-adiabatyyczny. W takiej sytuacji wznoszące się powietrze może utrzymywać temperaturę wyższą niż otoczenie i jako lżejsze konwekcyjnie wznosić się do góry (mówimy wówczas o chwiejnej równowadze atmosfery). Zasadniczą rolę odgrywa tu uwalnianie w toku kondensacji ciepło utajone. Wspomagać ten ruch może dynamiczne oddziaływanie z wiatrem zewnętrznym, natomiast hamować go będzie ciężar skondensowanej wody i obniżające temperaturę i pęd mieszanie z otaczającym powietrzem bezchmurnym.

W wyniku tego ostatniego procesu znaczna część widzialnej chmury jest dynamicznie „martwa”; prądy powietrzne są w niej słabe, temperatura mało odbiega od temperatury otoczenia a zawartość skondensowanej wody w jednostce objętości powietrza znacznie mniejsza niż w „nie rozcieńczonym” rdzeniu prądu wstępującego. Rdzeń ten tworzy najczęściej powietrze pochodzące z warstw bliskich powierzchni ziemi. Mają one najwyższą temperaturę i zawartość pary wodnej i w toku wznoszenia mogą osiągać większe nadwyżki temperatury nad otoczeniem niż powietrze pochodzące z wyższych warstw atmosfery.

Prędkości pionowe w rdzeniu, mogą w silnych burzach osiągać nawet 30–50 m/s, tzn. ponad 100–150 km/h! Po osiągnięciu pewnego pułapu (często jest to granica stratosfery – w naszych szerokościach geograficznych ok. 11 km) prąd wstępujący jest gwałtownie hamowany i rozlewa się boki tworząc charakterystyczne „kowadło”. Powstanie prądu wstępującego wymaga zwykle pewnego impulsu, niezbędnego dla wyniesienia powietrza z pobliża powierzchni ziemi do poziomu o równowadze chwiejnej.

Dostarczają go zwykle zaburzenia temperatury lub wiatru spowodowane niejednorodnościami powierzchni ziemi, czasem oddziaływaniem innych chmur. Prądy wstępujące rzadko są dokładnie pionowe; na skutek oddziaływania z wiatrem zewnętrznym zazwyczaj ulegają pewnemu nachyleniu, co miewa istotne znaczenie dla dynamiki chmury.

Kropelki chmurowe, powstające w wyniku kondensacji, mają średnicę rzędu setnych milimetra, ich prędkość opadania względem powietrza nie przekracza kilku centymetrów na sekundę, więc praktycznie są one unoszone przez prąd wstępujący niemal jak składniki gazowe. W miarę wznoszenia ich liczba i rozmiary rosną i po pewnym czasie zaczyna się ich przekształcanie w cząstki opadowe – krople deszczu lub ziarna śniegu, względnie gradu. Jest to skomplikowany proces, na omawianie którego brak tu miejsca. Prędkość opadania cząstek opadowych liczona jest już w metrach na sekundę i jest zbliżona do prędkości pionowych w prądzie wstępującym. Z nachylnego prądu (a także w obszarze jego hamowania i „rozlewania się na boki) cząstki mogą wypadać w „martwe” części chmury i tam swoim ciężarem inicjować skierowane w dół prądy zstępujące. Wprawdzie powietrze w tych prądach ogrzewa się na skutek wzrostu ciśnienia przy opadaniu, ale parowanie kropelek chmurowych a częściowo także i opadu, połączone z pochłanianiem ciepła utajonego, utrzymuje jego temperaturę poniżej temperatury otoczenia i wraz z ciężarem opadu stanowi czynnik przyspieszający ruch w dół. Wciągnięcie suchego powietrza z zewnątrz chmury, co hamowało prądy wstępujące, tu działa przyspieszająco, ponieważ zwiększa intensywność parowania, a co za tym idzie i ochładzania. Szczególnie skuteczne bywa, pod tym względem, powietrze wciągane z poziomu ok. 4 km, dzięki specyficznej kombinacji temperatury i wilgotności, często występującej na tym poziomie. Prędkości pionowe w prądzie zstępującym są zwykle mniejsze niż we

wstępującym, ale też potrafią osiągać kilkadziesiąt m/s. W rezultacie prąd zstępujący dociera do powierzchni ziemi (na ogół krótko po pierwszych kropkach opadu) zwykle ze znaczną prędkością i z temperaturą wyraźnie niższą niż obserwowana tam poprzednio. Prąd ten po dotarciu do powierzchni ziemi rozplywa się i jeżeli ten rozplyw jest ukierunkowany (a na ogół jest) daje w wyniku silny poryw wiatru. Jest to właśnie tzw. **szkwał**. W intensywnych burzach takie szkwały miewają prędkości ponad 100 km/h i mogą wyrządzać katastrofalne szkody (np., takie jakie miały miejsce w sierpniu 2007 r. na Wielkich Jeziorach). Sunący po ziemi „jęzor” zimnego powietrza wypiera do góry załęgające cieplejsze powietrze, w którym często dochodzi do kondensacji pary wodnej i powstania charakterystycznej chmury zwanej wałem lub łukiem burzowym (*arcus*). Typowa szerokość takiego „jęzora” to kilka kilometrów.

Zdarza się czasem, że opad, który generuje prąd zstępujący i szkwał wyparowuje nie dochodząc do powierzchni ziemi, lub szkwał wybiega daleko poza obszar objęty opadem, tak, że jego uderzenie nie jest zapowiadane żadnym łatwo dostrzegalnym sygnałem. Szkwały takie szczególnie często zdarzają się na obszarach preriowych USA i noszą tam nazwę „downburst”. W latach siedemdziesiątych XX wieku były one przyczyną szeregu poważnych wypadków lotniczych, ponieważ zakłócały przebieg startów i lądowań dużych samolotów. Obecnie większość lotnisk ma specjalne systemy obserwacyjne ostrzegające przed takimi szkwałami.

Układ prąd wstępujący–prąd zstępujący z opadem, tworzy tzw. „komórkę burzową” w dojrzałym stadium rozwoju. Szkwał może „podciąć korzenie” prądu wstępującego i doprowadzić do zamarcia komórki. Opisany tu typowy cykl rozwojowy takiej komórki, od pojawienia się prądu wstępującego, poprzez stadium dojrzałości, po jego zanik trwa ok. 40 minut. Lecz choć z jednej strony szkwał może „zgasić” istniejącą komórkę, to z drugiej może dostarczyć impul-

su inicjującego rozwój następnej, prowadząc do utworzenia tzw. burzy wielokomórkowej, której komórki kolejno przechodzą swój cykl rozwojowy inicjując jedna drugą. Taka burza może funkcjonować przez wiele godzin i generować wiele szkwałów na znacznym obszarze. Zdarza się też, przy szczególnym rozkładzie temperatury i wiatru z wysokością, że układ prąd wstępujący–prąd zstępujący ulega stabilizacji i utrzymuje się zachowując swoją strukturę przez wiele godzin, przemieszczając się z prędkością kilkudziesięciu km/h. Są to tzw. burze superkomórkowe – często źródło najintensywniejszych groźnych zjawisk ekstremalnych. W szczególności pasy zniszczeń spowodowanych przez związane z nimi szkwały mogą mieć długość wielu kilometrów przy kilku kilometrowej szerokości. Wielkie zniszczenia w Puszczy Piskiej w r. 2002 były prawdopodobnie takiej natury.

Warto może wspomnieć, że burze często występują w skupiskach tworząc układy w postaci linii lub gron. Czasem, jest to wynikiem procesów większej skali (np. burze na frontach atmosferycznych), a czasem swego rodzaju „samoorganizacji”, której natura nie zawsze jest dla nas w pełni zrozumiała.

Tornado zwane też **trąbą powietrzną** jest bardzo intensywnym wirym o osi pionowej (czasem w górnej części wygiętej) o średnicy od kilkudziesięciu metrów do ponad kilometra, jakby zwisającym od podstawy chmury burzowej. Ciśnienie atmosferyczne w środku wiru spada o kilkadziesiąt hPa (kilka %) w stosunku do ciśnienia na zewnątrz (co, uwzględniając niewielkie rozmiary zjawiska jest wartością bardzo dużą), a prędkość wirującego powietrza z reguły przekracza 100 km/h, dochodząc do ok. 500 km/h w najsilniejszych tornadach. Zresztą maksymalne prędkości w najsilniejszych tornadach nigdy nie zostały dotąd dokładnie zmierzone. Mechaniczne wiatromierze zwykle nie „przeżywały” spotkania z tornadem a urządzenia zdalne (np. radar) mają za małą rozdzielczość przestrzenną. Wiatr o prędkości kil-

kuset km/h jest w stanie wyrządzić niewiarogodne szkody: niszczyć zabudowania a nawet potężne konstrukcje stalowe, czy przenosić na znaczne odległości przedmioty, tak duże, jak samochody ciężarowe. W obszarze obniżonego ciśnienia wewnątrz wiru z reguły dochodzi do kondensacji pary wodnej w chmurę, która wraz z pyłem unoszonym z powierzchni ziemi nadaje tornadu widzialny kształt. Czasami (choć rzadko) tornado składa się z kilku wirów „tańczących” wokół siebie, lub głównemu wirowi towarzyszy wirujący wokół niego wianek kilku wirów mniejszych. Tornado szczególnie często występują na obszarze Ameryki Północnej lecz sporadycznie spotykane są we wszystkich częściach świata (np. w tym roku również w Polsce). Nad morzami lub innymi dużymi zbiornikami wodnymi tornada wciągają wodę, tworząc zjawiska zwane trąbami wodnymi.

Mechanizm powstawania tornad nie jest w pełni poznany, lecz pewne elementy dynamiki rozwiniętego tornada spróbuję tu przedstawić. W odróżnieniu od szkwału związanego z prądami zstępującymi, tornada wiążą się z bardzo intensywnymi prądami wstępującymi. Mechanizm powstania ruchu wirowego jest podobny jak w znanym zjawisku powstawania wiru wokół otworu odpływowego w wannie i wiąże się ze znaną ze szkoły średniej zasadą zachowania momentu pędu, a ściślej z jej odpowiednikiem dla cieczy i gazów. W ruchu obrotowym punktowego obiektu moment pędu jest iloczynem masy, prędkości i odległości od osi obrotu i jest to wielkość niezmienna, jeżeli na układ ten nie działają siły zewnętrzne. Jeżeli po działaniem sił wewnętrznych odległość od osi obrotu zmaleje, prędkość wirowania musi wzrosnąć (efekt ten wykorzystują np. łyżwiarze figurowi regulując prędkość wirowania rozkładaniem lub składaniem ramion). W ruchu cieczy i gazów odpowiednikiem momentu pędu jest tzw. wirowość (lub, w innym ujęciu, tzw. cyrkulacja). Niestety pojęcia te nie dają się objaśnić bez sięgania do zaawansowanych działów rachunku różniczkowego i całkowego, wyjaśnimy więc tyl-

ko, że różna od zera wirowość towarzyszy zazwyczaj przestrzennym różnicom prędkości przepływu, zwłaszcza jej „skokom”. Jeżeli silny prąd wstępujący ściąga w warstwie przyziemnej powietrze ze znacznego obszaru (tak jak otwór odpływowy ściąga wodę z całej objętości wanny) zawarta w nim wirowość, związana z lokalnymi różnicami prędkości wiatru, ulega jakby koncentracji i prowadzi do powstania wiru kołowego. Jeżeli wir ten ma się ustabilizować, pojawiająca się w nim siła odśrodkowa musi zostać skompensowana przez różnicę ciśnień – stąd spadek ciśnienia w centrum wiru.

Jak widać z powyższych rozważań warunkiem powstania tornada jest duża „wartość” wirowości w przyziemnej warstwie atmosfery oraz pojawienie się silnego prądu wstępującego a ponadto pewne jeszcze nie całkiem zrozumiałe okoliczności, dzięki którym ten prąd wstępujący przybiera postać wąskiej strugi, w której wirowość zostaje bardzo skoncentrowana. Warto wspomnieć, że zjawiskiem o zbliżonej do tornada naturze są tzw. wiry czy kolumny pyłowe tworzące się na silnie nagrzanym przez słońce obszarach pustynnych. Powstają tam grube warstwy powietrza, w których spadek temperatury z wysokością przekracza wartość gradientu sucho-adiabatyicznego. Umożliwia to powstanie silnych prądów pionowych bez kondensacji pary wodnej i pojawiania się chmur.

Zniszczenia powodowane silnymi szkwałami i tornadami wyglądają dość podobnie i niefachowi świadkowie mogą mylić te dwa zupełnie różne zjawiska. Dlatego doniesienia prasowe o wystąpieniu tornada, zjawiska w Polsce dość rzadkiego, traktować trzeba z pewną nieufnością.

Tzw. „**oberwanie chmury**” jest zjawiskiem ekstremalnym innej natury niż omawiane dotąd. Jest to gwałtowny, krótkotrwały nawałny deszcz, gdy w ciągu kilku minut na stosunkowo niewielkim obszarze spada kilkanaście litrów wody na metr kwadratowy, co w warunkach miejskich (a w wielu poza miejskich także) daje rezultaty katastrofalne. Przyczyną tego zjawi-

ska jest tzw. akumulacja wody opadowej w pewnych obszarach chmury. Typowa zawartość w powietrzu pary wodnej, która następnie może ulegać kondensacji to kilka do kilkunastu (rzadko powyżej 20) gramów w metrze sześciennym, czego (w przypadku chmur burzowych) zwykle nie więcej niż kilkanaście procent zostaje przetransformowane w opad. Tymczasem szacuje się, że w strefach akumulacji chmur burzowych koncentracja wody opadowej może czasami dochodzić do 40 g/m^3 ! Zakładając orientacyjnie grubość takiej strefy np. 500 m i średnią prędkość opadania kropli 10 m/s (z uwzględnieniem prędkości prądu zstępującego), daje to 20 litrów (dwa wiadra!) wody na metr kwadratowy w ciągu niespełna minuty!

Jak może dochodzić do takiej akumulacji wody? Jest to związane z faktem, że cząstki opadowe – krople wody i ziarna lodowe – opadają względem powietrza z prędkością kilku metrów na sekundę, tym większą im cząstka jest większą – w przybliżeniu proporcjonalnie do pierwiastka kwadratowego ze średnicy cząstki. Największe krople wody, których średnica nie przekracza ok. 6 mm (większe rozpadają się pod działaniem sił aerodynamicznych) opadają z prędkością 8–10 m/s. Wzrost cząstek opadowych po osiągnięciu pewnego minimalnego rozmiaru odbywa się przez „wymywanie” mikroskopijnych kropelek chmurowych w toku opadania względem powietrza, tak że mogą one wychwycić wodę chmurową ze znacznie większej objętości chmury niż ta, w której się utworzyły. Mając inną prędkość pionową niż powietrze, w którym są zawieszane poruszają się po innych niż one torach i przy odpowiednich konfiguracjach prądu powietrza może dojść do ich gromadzenia się w pewnym rejonie. Takich konfiguracji może być wiele. Dodatkowym czynnikiem w przypadku opadu wodnego może być fakt, że kilka mniejszych kropli powstałych z rozpadu jednej większej efektywniej „wymywa” wodę chmurową transformując ją w opad, niż kropla macierzysta. Mało realistycznym

lecz prostym, łatwym do zrozumienia, przykładem, jak taka akumulacja może działać, jest sytuacja następująca: wyobraźmy sobie pionowy prąd wstępujący o prędkości, która maleje z wysokością. Krople deszczu zawieszają się w nim na poziomie, na którym ich prędkość opadania zrównuje się z prędkością prądu, lecz wciąż rosnąc na skutek „wymywania” niesionej przez prąd wody chmurowej opadają coraz niżej. Jeżeli osiągną rozmiar krytyczny, przy którym ulegają rozpadowi, pochodne kropelki zawrócą wprawdzie na wyższy poziom, ale po pewnym czasie znajdują się z powrotem na poziomie rozpadu, który staje się w ten sposób poziomem akumulacji. Jak zaznaczyłem, nie jest to przykład realistyczny, lecz można podać inne bardziej skomplikowane, lecz już realistyczne, w których zachodzić będą podobne procesy.

Jeżeli prąd wstępujący, utrzymujący skumulowaną wodę, osłabnie (a będzie go ona swoim ciężarem osłabiać!) lub zostanie ona wypchnięta poza ten prąd (np. gdy jest on nachylony), masa wody zacznie opadać a w dodatku może jeszcze swoim ciężarem zainicjować prąd zstępujący, dając w wyniku na powierzchni ziemi efekt „oberwania chmury”.

Zauważmy, że omówione zjawiska czerpią swoją energię głównie z procesu kondensacji pary wodnej, ich intensywność będzie więc wzrastać wraz z jej zawartością w powietrzu. Może być ona tym większa, im wyższa jest temperatura powietrza. Są to więc zjawiska typowe dla ciepłych rejonów świata lub ciepłej pory roku, choć czasem mogą się zdarzać także w sytuacjach nietypowych.

Prognoza tych zjawisk jest trudna (poza fenem, który jest terenową reakcją na stosunkowo łatwą do prognozowania sytuację wielkoskalową). Możemy najwyżej przewidywać, że określona sytuacja synoptyczna będzie sprzyjać ich wystąpieniu, lecz podać dokładnej lokalizacji w czasie i przestrzeni z wyprzedzeniem większym niż kilkadziesiąt minut (a często i mniej!) nie jesteśmy obecnie w stanie.



Rys. 4. Zdjęcie satelitarne cyklonu tropikalnego (fot. NASA)

Na zakończenie kilka słów o **cyklonach tropikalnych**, którym także towarzyszą katastrofalne wichury i opady, i także swoją energię czerpią z kondensacji pary wodnej, ale ich mechanizm jest inny niż zjawisk omówionych wcześniej.

Typowy cyklon tropikalny jest tworem wirowym o kształcie zbliżonym do koła o średnicy kilkuset kilometrów (a więc o czynnik 1000 większym od tornada) wypełnionym, zorganizowanymi w spiralne pasma konwekcyjnymi, chmurami *cumulonimbus*, z których pada bardzo intensywny deszcz. Choć jego natężenie nie odpowiada aż „oberwaniu chmury”, to wobec czasu trwania dochodzącego do kilkunastu godzin, łączna ilość spadłej wody miewa skutki katastrofalne (np. słynna „*Katrina*” w Nowym Orleanie w 2005 r.). Choć w indywidualnych chmurach, prędkości pionowe mogą dochodzić do kilkunastu m/s, uśredniona po całym obszarze prędkość ruchu wstępującego, to raczej decymetry niż

metry na sekundę. W centrum cyklonu, tzw. „oku” o średnicy kilkudziesięciu kilometrów, występuje osiadanie powietrza i zanik chmur oraz wiatru, natomiast na obrzeżach „oka” konwekcja jest najsilniejsza, chmury najbardziej rozbudowane, a wiatr osiąga prędkości do stu kilkudziesięciu km/h (niekiedy więcej). Kierunek wirowania jest na półkuli północnej przeciwny do ruchu wskazówek zegara, zaś na południowej z nim zgodny. Cyklon tropikalny jest barometrycznym niżem, w którego centrum ciśnienie bywa nawet do 100 hPa (ok. 10%) niższe niż poza jego obszarem.

Cyklony tropikalne tworzą się nad oceanami, nad wodami o temperaturze powyżej 26–27°C, na północ i południe od mniej więcej piątego stopnia szerokości geograficznej. Mechanizm ich powstawania jest dość skomplikowany i na jego dokładniejsze omówienie brak tu miejsca; nie on jest zresztą do końca dobrze poznany. Źródłem energii jest, jak już wspomniano, ciepło utajone

kondensacji, pozostające w formie jawnej po wypadnięciu opadu. Cyklony słabną po wyjściu na ląd, ponieważ tracą pierwotne źródło energii w postaci ciepła utajonego pobieranego z parującej powierzchni oceanu, a już uzyskaną energię kinetyczną tracą na skutek zwiększonego tarcia o powierzchnię ziemi. Przyczyną powstania ruchu wirowego jest podobnie jak w tornadzie „ściągnięcie” wirowości wraz z nasyconym parą wodną powietrzem przypowierzchniowym, potrzebnym na podtrzymanie procesu kondensacji i ruchu pionowego. W odróżnieniu jednak od tornada, nie jest to wirowość związana z lokalnymi różnicami prędkości wiatru a z ruchem obrotowym Ziemi. W pasie około równikowym jej składowa pionowa jest bliska zera, dlatego cyklony tworzą się na zewnątrz tego pasa.

Ten krótki przegląd wybranych przykładów zjawisk ekstremalnych jest oczywiście daleki od wyczerpania tematu, mam jed-

nak nadzieję, że przyczynił się do wyjaśnienia różnych wątpliwości i nieporozumień. Czytelnicy mogą czuć się zawiedzeni, że w dobie tak spektakularnych osiągnięć, np. w zakresie wiedzy o budowie atomu i cząstek elementarnych materii, tak wiele wyśledzonych i powszechnie obserwowanych zjawisk nie doczekało się dotąd wyczerpującego wyjaśnienia. Niestety, mechanika cieczy i gazów, leżąca u podstaw nauk atmosferycznych, należy wbrew pozorom, do najtrudniejszych działów fizyki współczesnej zarówno w warstwie obserwacyjno-doświadczalnej jak i przede wszystkim teoretycznej.

KRZYSZTOF HAMAN, MARCIN KUROWSKI

Instytut Geofizyki Uniwersytetu Warszawskiego