

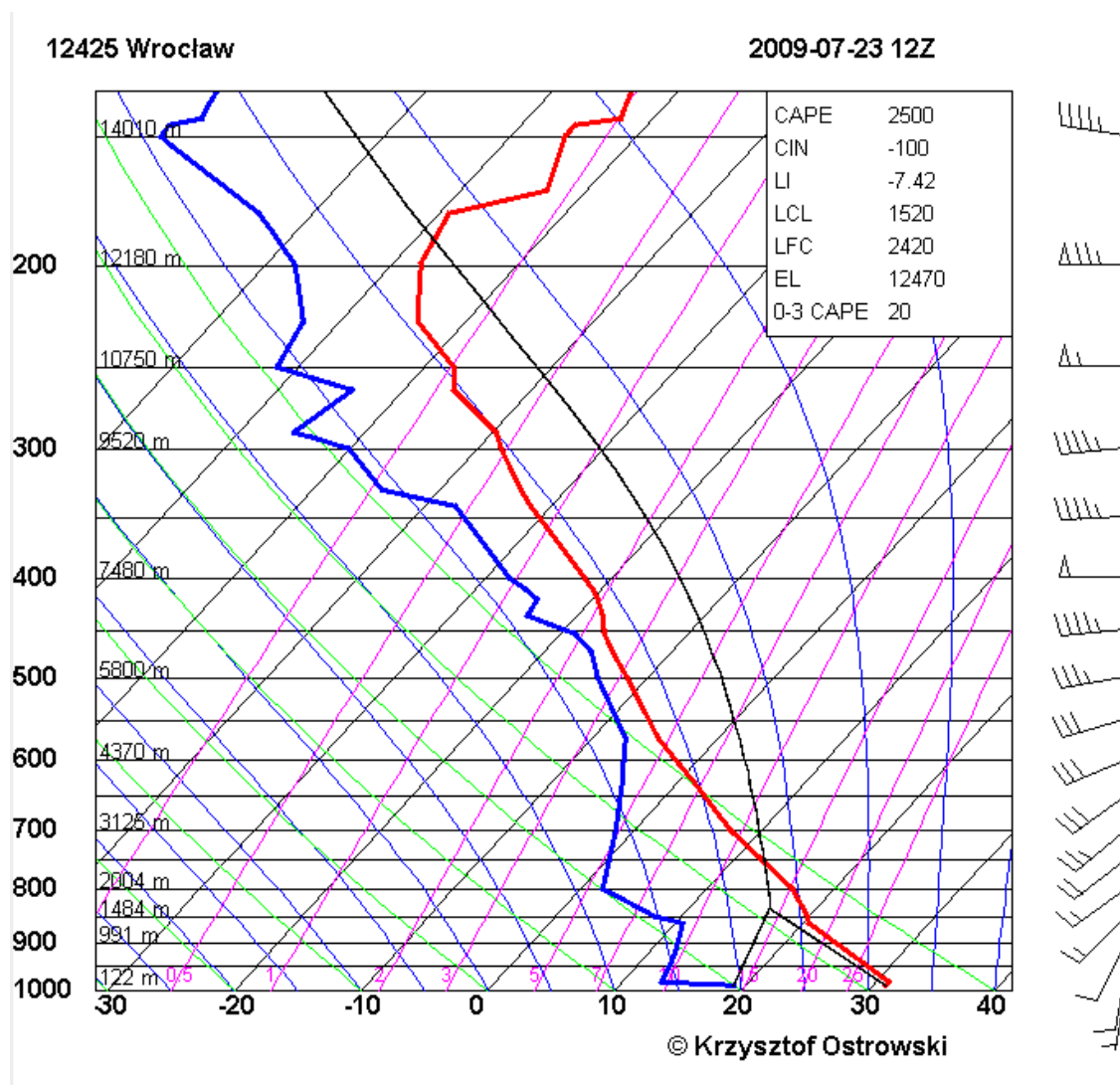


Podstawowe wskaźniki termodynamiczne

Marek Zięba

Burze są zjawiskami bardzo złożonymi. Na ich rozwój oraz siłę wpływa bardzo wiele czynników. Jest ich zdecydowanie zbyt wiele, by można było je obszernie opisać w jednym artykule. W niniejszym tekście skupiono się na wyjaśnieniu kilku podstawowych wskaźników termodynamicznych, wskazujących na możliwość powstawania burz. Burze są skutkiem zachodzenia procesu konwekcji, który jest procesem termodynamicznym, stąd na początku omawiane są właśnie parametry termodynamiczne.

Wybrane wskaźniki będą omawiane na poniższym diagramie aerologicznym z Wrocławia, w dniu, w którym przez miasto przeszedł silny układ burzowy.



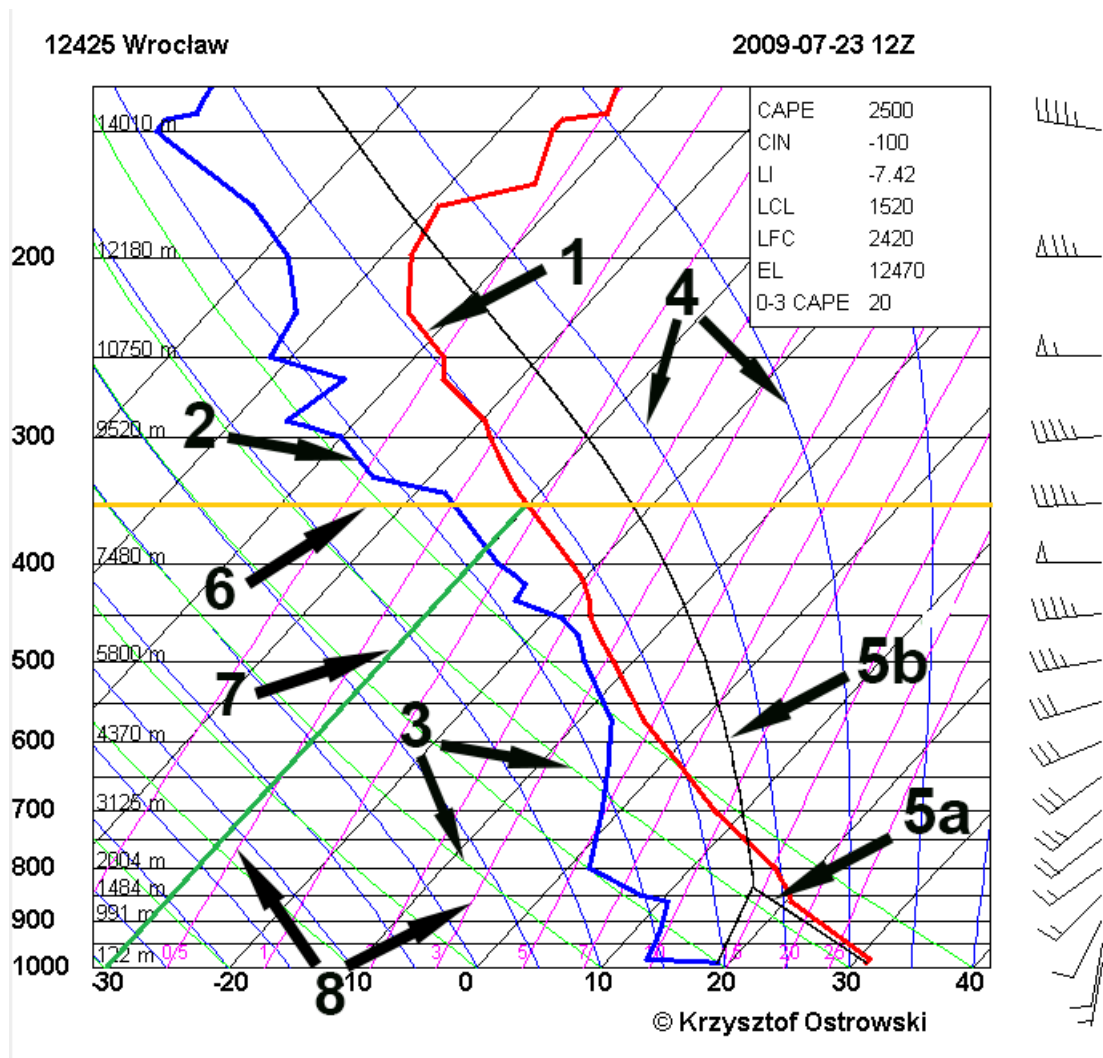
Ryc. 1. Diagram aerologiczny¹ z Wrocławia z 23.07.2009, z godz. 12 UTC

¹ Dane aerologiczne dostępne są na stronie amerykańskiego Uniwersytetu Wyoming (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>), lecz można je odczytać również za pomocą generatora Skew-T dostępnego na naszej stronie pod adresem: <http://lowcyburz.pl/generator-skew-t-i-stuve/>

Budowa diagramu aerologicznego

W niniejszym akapicie omówiono, z czego składa się diagram aerologiczny oraz jak odczytać prezentowane na nim podstawowe parametry.

Najpierw przeanalizujemy osie diagramu. Na osi pionowej zaznaczono wysokość w metrach i panujące na niej ciśnienie atmosferyczne. Jak widać, ciśnienie spada logarytmicznie wraz z wysokością. Na osi poziomej zaznaczono z kolei temperaturę powietrza. Warto jednak zaznaczyć, że izotermy (linie łączące punkty o stałej temperaturze) nie są prostopadłe do osi poziomej (jak to ma miejsce w przypadku izobar – z tym, że izobary są prostopadłe do osi pionowej), lecz są nachylone w prawo.



Ryc. 2. Diagram aerologiczny z Wrocławia z 23.07.2009, z godz. 12UTC. Strzałki z cyframi wskazują elementy, do których odnosi się powyższy akapit. 1 – krzywa stratyfikacji, 2 – krzywa temperatury punktu rosy, 3 – adiabaty suche, 4 – adiabaty wilgotne, 5a, 5b – krzywa stanu cząstki, 6 – izohipsa 350hPa, 7 – izoterma -30°C, 8 – izogramy.

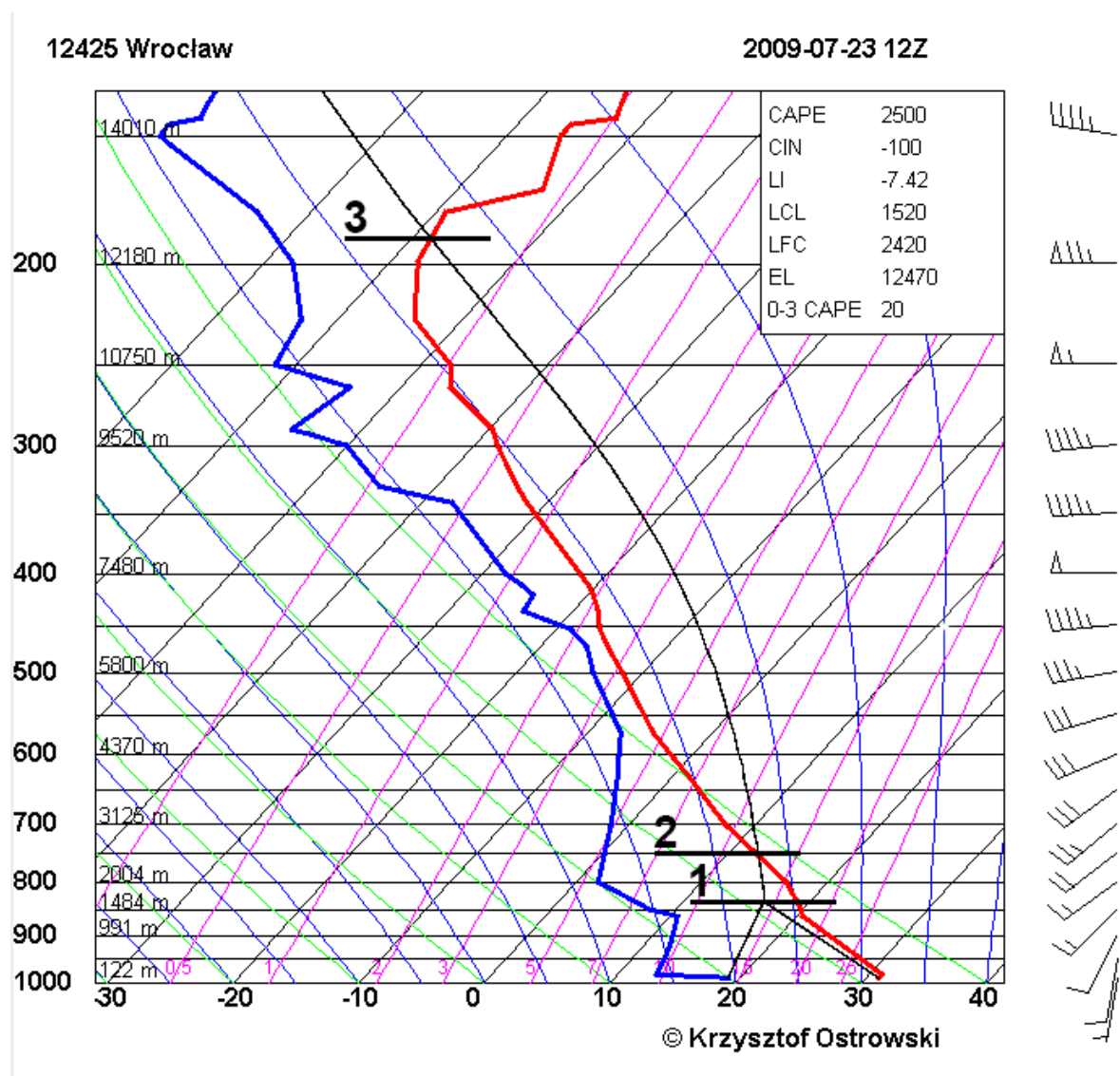
Gdy dany punkt na krzywej stratyfikacji rzutujemy na oś poziomą, wzdłuż izoterm (z których jedna została zaznaczona na ryc. 2 kolorem zielonym oraz nr 7 odczytamy temperaturę powietrza na tej wysokości. Jak widzimy na ryc. 1, na wysokości, na której panuje ciśnienie 350 hPa (oznaczonej na ryc. 2 kolorem żółtym i nr 6 temperatura powietrza wynosi dokładnie -30°C :

Czerwona, gruba krzywa (oznaczona na ryc. 2 numerem 1), przebiegająca obok krzywej niebieskiej przedstawia temperaturę powietrza w pionowym przekroju atmosfery. Jest to tzw. krzywa stratyfikacji, czyli krzywa przedstawiająca pionowy profil temperatury. Niebieska krzywa (oznaczona na ryc. 2 numerem 2) reprezentuje przebieg temperatury punktu rosy. Jest to temperatura, do której należy schłodzić cząstkę powietrza, by osiągnęła stan nasycenia parą wodną. By to zrozumieć, wyobraźmy sobie pewną niewielką objętość powietrza, np. kilka kilometrów sześciennych. Nazwiemy to cząstką powietrza i będziemy się do tego jeszcze wiele razy odnosić. Cząstka powietrza o określonej temperaturze może zmieścić „w sobie” tylko pewną maksymalną ilość pary wodnej. Im niższa temperatura cząstki, tym mniej pary wodnej może ona w sobie pomieścić.

Gdy więc zaczniemy cząstkę unosić (a tym samym ochładzać), ilość „miejsca” dostępnego dla pary wodnej zacznie się zmniejszać, osiągając w pewnym momencie stan „krytyczny”, w którym cząstka będzie już całkowicie nasycona parą wodną (jej wilgotność względna będzie wtedy wynosiła 100%). Temperatura, dla której ten stan zostanie osiągnięty, to właśnie temperatura punktu rosy. Chcąc unosić się dalej, cząstka będzie musiała nadal obniżać swoją temperaturę, jednak by proces ten mógł nastąpić przy wilgotności względnej wynoszącej 100%, musi nastąpić kondensacja pary wodnej.

Rozróżniamy dwa rodzaje adiabatycznych przemian cząstki podczas unoszenia konwekcyjnego: sucho- i wilgotnoadiabatyczne. Przemiana suchoadiabatyczna dotyczy cząstki, która nie osiągnęła jeszcze temperatury punktu rosy i skraplanie pary wodnej nie ma wpływu na jej temperaturę. Przebieg temperatury podczas tej przemiany jest reprezentowany na diagramie Skew-T przez adiabaty suche, widoczne jako cienkie, zielone, pochylone w lewo linie (oznaczone na ryc. 2 numerem 3). Z kolei przemiana wilgotnoadiabatyczna dotyczy cząstki, która osiągnęła już punkt rosy i rozpoczęło się skraplanie zawartej w niej pary wodnej, a wytworzone podczas tego procesu ciepło ma istotny wpływ na temperaturę unoszącej się cząstki. Przebieg temperatury podczas tej

przemiany reprezentują adiabaty wilgotne, widoczne na diagramie jako cienkie, wygięte, niebieskie linie (oznaczone na ryc. 2 numerem 4). Adiabaty sucha i wilgotna, opisujące zmiany temperatury danej cząstki, tworzą razem tzw. krzywą stanu tej cząstki, która na diagramie widoczna jest jako pogrubiona, czarna linia biegnąca wzdłuż adiabat opisujących przemiany tej cząstki (oznaczona na ryc. 2 numerem 5a – część suchoadiabatyczna, oraz 5b – część wilgotnadiabatyczna).



Ryc. 3. Diagram aerologiczny z Wrocławia z 23.07.2009, z godz. 12 UTC, z zaznaczonymi poziomami LCL, LFC i EL.

Analizując przebieg krzywej stanu cząstki widzimy znaczące załamanie w miejscu, w którym temperaturę cząstki zaczyna opisywać adiabata wilgotna, czyli w miejscu osiągnięcia przez cząstkę temperatury punktu rosy. Jak wyjaśniono w poprzednim akapicie, po osiągnięciu temperatury punktu rosy zawarta w cząstce para wodna zaczyna się skraplać.

Poziom, na którym cząstka unosząca się suchoadiabatycznie osiąga temperaturę punktu rosy i wskutek rozpoczęcia kondensacji zaczyna unosić się wilgotnoadiabatycznie to LCL (ang. Lifting Condensation Level) czyli poziom kondensacji z uniesienia. Jako że na wysokości poziomu kondensacji rozpoczyna się skraplanie pary wodnej, której efekt widzimy w postaci powstawania chmur Cumulus lub Cumulonimbus, można przyjąć że wysokość poziomu kondensacji jest równa wysokości podstawy chmury konwekcyjnej. By wyznaczyć LCL, dla cząstki powietrza unoszącej się z poziomu ziemi: 1) prowadzimy po adiabadie suchej (równoległej do zielonych linii na ryc. 1) linię zaczynającą się od wartości temperatury powietrza przy powierzchni ziemi, 2) prowadzimy drugą linię od wartości temperatury punktu rosy przy powierzchni ziemi, po izogramie (różowe linie, 3) wyznaczamy punkt przecięcia się wyznaczonych krzywych. Wysokość położenia tego punktu wyznacza poziom kondensacji z uniesienia (LCL; oznaczony na ryc. 3 numerem 1).

By mogło dojść do swobodnej konwekcji (czyli takiej, w której cząstka powietrza unosi się, ponieważ jest cieplejsza - lżejsza od otoczenia i działa na nią siła wyporu), krzywa stanu cząstki musi znajdować się na prawo od krzywej stratyfikacji. Na ryc. 2 widać jednak, że nawet po osiągnięciu poziomu kondensacji, cząstka jest wciąż zimniejsza od otoczenia – krzywa stanu cząstki znajduje się na lewo od krzywej stratyfikacji. Cieplesza staje się nieco wyżej. Dopiero na wysokości ok. 2,5 km znajduje się przecięcie krzywej stanu cząstki z krzywą stratyfikacji i dopiero powyżej tej wysokości cząstka może unosić się swobodnie. Miejsce przecięcia tych dwóch krzywych to LFC – poziom swobodnej konwekcji (ang. Level of Free Convection; zaznaczony na ryc. 3 numerem 2). LFC jest więc poziomem, powyżej którego cząstka może unosić się swobodnie. Często zdarza się, że LFC jest równy LCL. W takiej sytuacji cząstka swobodnie unosi się od razu po osiągnięciu poziomu kondensacji.

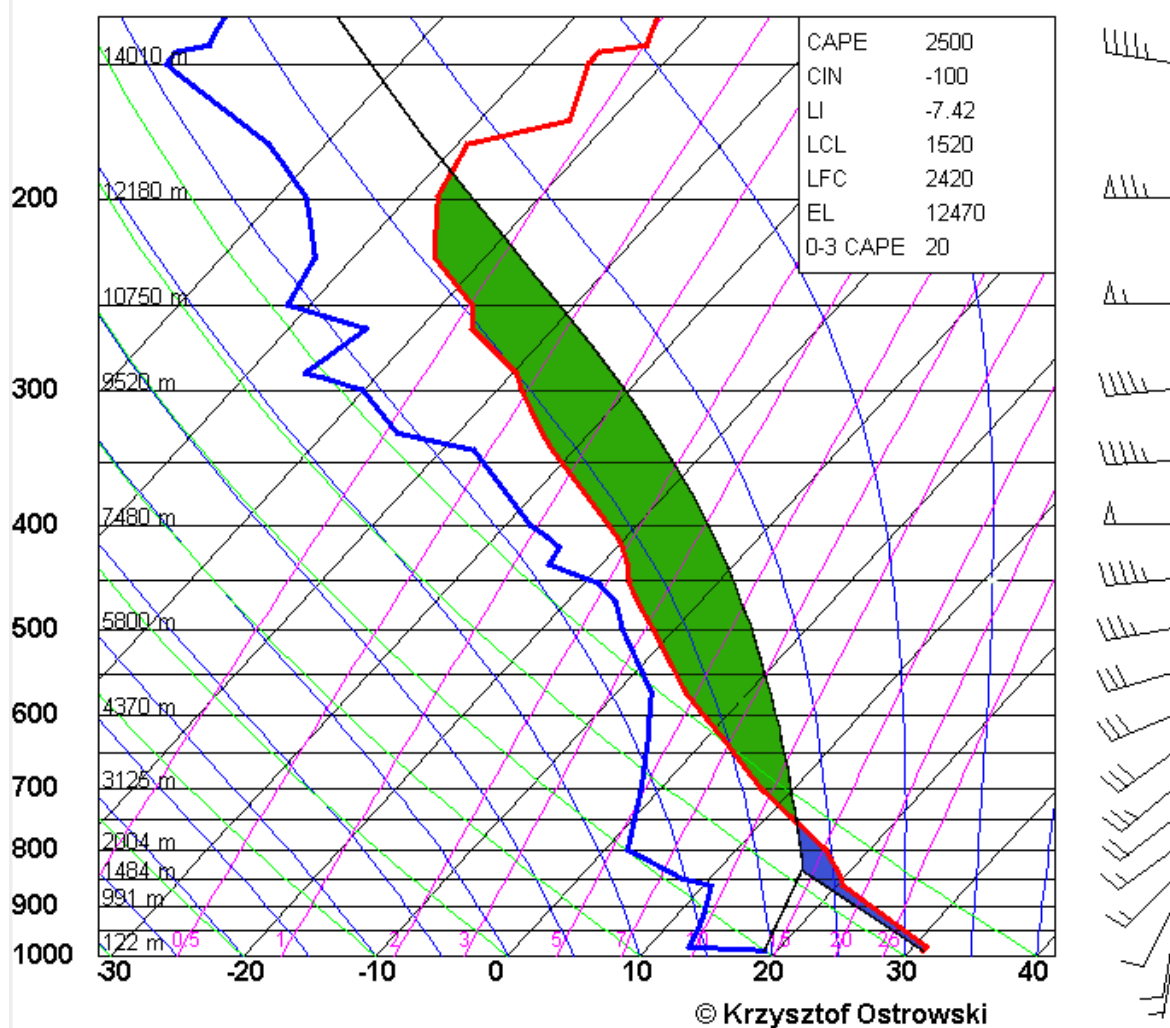
Przejdźmy teraz do aspektu najważniejszego, czyli znaczenia tych parametrów w procesie powstawania burz. Wysokość poziomu kondensacji (LCL) wynika bezpośrednio z wilgotności cząstki powietrza która się unosi. Mała wilgotność powietrza, czyli wysoko położony poziom kondensacji, nie sprzyja rozwojowi zjawisk burzowych. Duża wysokość poziomu kondensacji oznacza długą drogę, na którą musi zostać wyniesiona cząstka (mechanicznie, np. przez zbieżność wiatru lub termicznie, wskutek silnego nagrzania), by rozpoczął się proces kondensacji pary wodnej a zarazem także wydzielania ciepła. Oczywiście

im ta droga dłuższa, tym trudniej cząstce ją pokonać. Zbyt wysoki poziom LCL i LFC może więc znacznie ograniczyć lub nawet zupełnie zahamować rozwój burz.

Pozostaje zatem pytanie, gdzie swobodne wznoszenie cząstki się kończy. Krzywa stanu cząstki wskazuje przebieg temperatury unoszącej się konwekcyjnie cząstki powietrza, a krzywa stratyfikacji przedstawia przebieg temperatury otoczenia. Trzeba zatem wyznaczyć wysokość na diagramie, na której krzywa stanu cząstki ponownie przecina krzywą stratyfikacji, gdzie cząstka staje się chłodniejsza od powietrza otaczającego, co uniemożliwia jej dalsze, swobodne wznoszenie się. Wiemy również, że cząstka unosi się swobodnie tylko wtedy, gdy jest cieplejsza od otoczenia – tak więc gdy jej temperatura zrówna się z temperaturą otoczenia (krzywa stanu cząstki ponownie przecina krzywą stratyfikacji), cząstka nie będzie mogła się już dalej swobodnie unosić i w tym miejscu zakończy się proces swobodnej konwekcji; na tej też wysokości będzie znajdował się wierzchołek chmury burzowej. Poziom ten nazywany jest poziomem równowagi, EL (ang. – Equilibrium Level; oznaczony na ryc. 3 numerem 3). Teoretycznie jest to poziom, na którym chmura konwekcyjna kończy swój pionowy rozwój. Często jednak, szczególnie gdy burza ma silne prądy wstępujące, cząstka dochodząc do tego poziomu jest tak rozpędzona, że pod wpływem swojej bezwładności wybija się nieco ponad ten poziom. Zjawisko to nazywamy penetrating top lub, w przypadku długotrwałego przebijania tego poziomu przez prąd wstępujący, overshooting top. Rosnąca chmura burzowa, po osiągnięciu poziomu równowagi i ewentualnego przebicia go, nie mogąc już rozrastać się w górę, zaczyna się rozrastać na boki, tworząc na poziomie równowagi kowadło.

12425 Wrocław

2009-07-23 12Z



Ryc. 4. Diagram aerologiczny z Wrocławia z 23.07.2009, z godz. 12 UTC, z zaznaczonym obszarem CAPE i CIN

Teraz możemy już przejść do wyjaśnienia, czym jest CAPE, czyli najistotniejszy z parametrów, warunkujący powstawanie wszelkich zjawisk związanych ze swobodną konwekcją. CAPE jest skrótem od pierwszych liter angielskiego terminu Convective Available Potential Energy, co oznacza Energię Potencjalnie Dostępną Konwekcyjnie, zwaną również chwiejnością termodynamiczną. CAPE określa energię, jaką cząstka powietrza może osiągnąć podczas ruchu konwekcyjnego (pionowego). Wartość liczbowa CAPE otrzymuje się poprzez scałkowanie pola między krzywą stratyfikacji, a krzywą stanu cząstki (zielony obszar na ryc. 4). Wielkość ta jest wyliczana przy pomocy specjalnego oprogramowania do obróbki diagramów aerologicznych. Zależność jest jednak bardzo prosta - im wspomniany obszar jest większy, tym większy jest CAPE i większa jest chwiejność. Bardzo ważne jest jednak, że

zawsze jest to obszar pomiędzy krzywą stratyfikacji a krzywą stanu cząstki, jednak tylko w sytuacji, gdy krzywa stanu cząstki przebiega na prawo od krzywej stratyfikacji, tj. w sytuacji, w której unosząca się cząstka powietrza jest cieplejsza od otoczenia. Wspomniany obszar musi więc być obszarem zamkniętym. W sytuacji odwrotnej, wspomniany obszar nie jest zamknięty a CAPE nie występuje.

Niezerowe wartości CAPE wskazują na niestabilność atmosfery i teoretyczną możliwość powstania swobodnej konwekcji. Zerowa wartość chwiejności oznacza brak niestabilności i co za tym idzie brak możliwości zaistnienia swobodnej konwekcji. Chwiejność jest niezbędna do powstania swobodnej konwekcji; bez niej cząstka powietrza hipotetycznie unoszona w górę, będzie zimniejsza od otoczenia, więc będzie wykazywała ruch zstępujący. W sytuacji zerowych wartości CAPE, możliwe jest tylko mechaniczne wynoszenie cząstki powietrza np. w wyniku oddziaływania frontu atmosferycznego lub bariery orograficznej.

CAPE jest więc wskaźnikiem krytycznym, ukazującym możliwość swobodnej konwekcji. W sytuacji, gdy wartość CAPE wynosi zero możemy być spokojni, że burza nie wystąpi. Nie występuje jednak sytuacja odwrotna. Sama obecność CAPE nie jest wystarczająca do wystąpienia burzy. Jest bowiem wiele innych czynników, które potrafią zahamować rozwój konwekcji. Jednym z przykładów jest wspomniany już wysoko położony poziom kondensacji z uniesienia (LCL). Zakładając, że konwekcja pojawi się i burza powstanie, będzie ona tym silniejsza, im większa będzie chwiejność (zakładając, że pozostałe czynniki pozostaną niezmienione), gdyż przekłada się ona na prędkość prądu wstępującego burzy, a ten z kolei determinuje siłę zjawisk jej towarzyszących (intensywność opadów, wielkość gradzin, prędkość wiatru i aktywność elektryczna). W celu wyznaczenia maksymalnej prędkości prądów wstępujących należy wyciągnąć pierwiastek kwadratowy z iloczynu $2 \times \text{CAPE}$. Gdy wszystkie pozostałe czynniki będą sprzyjające, bardzo silna burza może wystąpić już przy niewielkim CAPE (np. 300 J/kg), z kolei gdy będą one niesprzyjające, to może się okazać że nawet przy prognozowanej bardzo dużej chwiejności (np. 3000 J/kg) burza nie wystąpi w ogóle lub będzie słaba. Siłę burzy, prócz chwiejności, w największym stopniu determinują kierunkowe i prędkościowe uskoki wiatru. Najważniejsze jest jednak, by nie traktować CAPE jako jedyne wyznacznika szansy powstania burzy, gdyż inne warunki (np. silne ruchy wspomagające konwekcję oraz uskoki wiatru) mogą spowodować wystąpienie bardzo intensywnych zjawisk, nawet przy marginalnej chwiejności.

Tab. 1. Przybliżona klasyfikacja stopnia niestabilności, w zależności od wartości CAPE.
Źródło: meted.ucar.edu

<i>CAPE Value</i>	<i>Stability</i>
0	Stable
0-1000	Marginally Unstable
1000-2500	Moderately Unstable
2500-3500	Very Unstable
3500 or greater	Extremely Unstable

W Polsce, w trakcie silnych incydentów burzowych CAPE osiąga zwykle wartości w przedziale 500 – 2000 J/kg. Niższe wartości zdarzają się głównie wiosną, późnym latem i jesienią oraz rzadziej - zimą. Wysokie wartości CAPE (>2000 J/kg) są dość rzadkie, jednak gdy konwekcja występuje przy tak wysokiej chwiejności, podczas silnych uskoków wiatru, przynosi zazwyczaj duże nasilenie groźnych zjawisk. Kolejną kwestią jest reprezentatywność stacji aerologicznych. Jeśli warunki na stacji (np. temperatura punktu rosy) znacząco różnią się od tych panujących w miejscu występowania burzy, może okazać się, że wskaźniki zmierzone na stacji (np. CAPE) znacząco odbiegają od warunków panujących w miejscu występowania burzy. Często więc zdarza się, że radiosondaże nie reprezentują rzeczywistych warunków panujących w miejscu występowania burzy, dlatego też przy ich analizie trzeba wykazać się doświadczeniem. W takich sytuacjach pomocne jest oprogramowanie umożliwiające „podstawienie” danych ze stacji zlokalizowanej najbliżej względem burzy, do profilu wyznaczonego na diagramie aerologicznym. Wyliczone w ten sposób dane są bardziej reprezentatywne ze względu na większą zmienność troposfery dolnej niż środkowej i górnej.

Wskaźnikiem stanowiącym „odwrotność” CAPE jest CIN (ang. Convective Inhibition), czyli energia hamująca konwekcję. Wskaźnik ten przyjmuje zawsze wartości ujemne. CIN, podobnie jak CAPE otrzymujemy poprzez scałkowanie pola między krzywą stanu cząstki a krzywą stratyfikacji. Jednak w przeciwieństwie do CAPE, całkujemy jedynie w przedziale wysokości, w którym temperatura cząstki jest niższa od temperatury otoczenia. Jest to więc obszar w którym krzywa opisująca temperaturę cząstki znajduje się na lewo od krzywej stratyfikacji (niebieski obszar na ryc. 4). W takiej sytuacji, cząstka powietrza uniesiona hipotetycznie na daną wysokość, będzie samoczynnie opadała. Obecność CIN hamuje rozwój

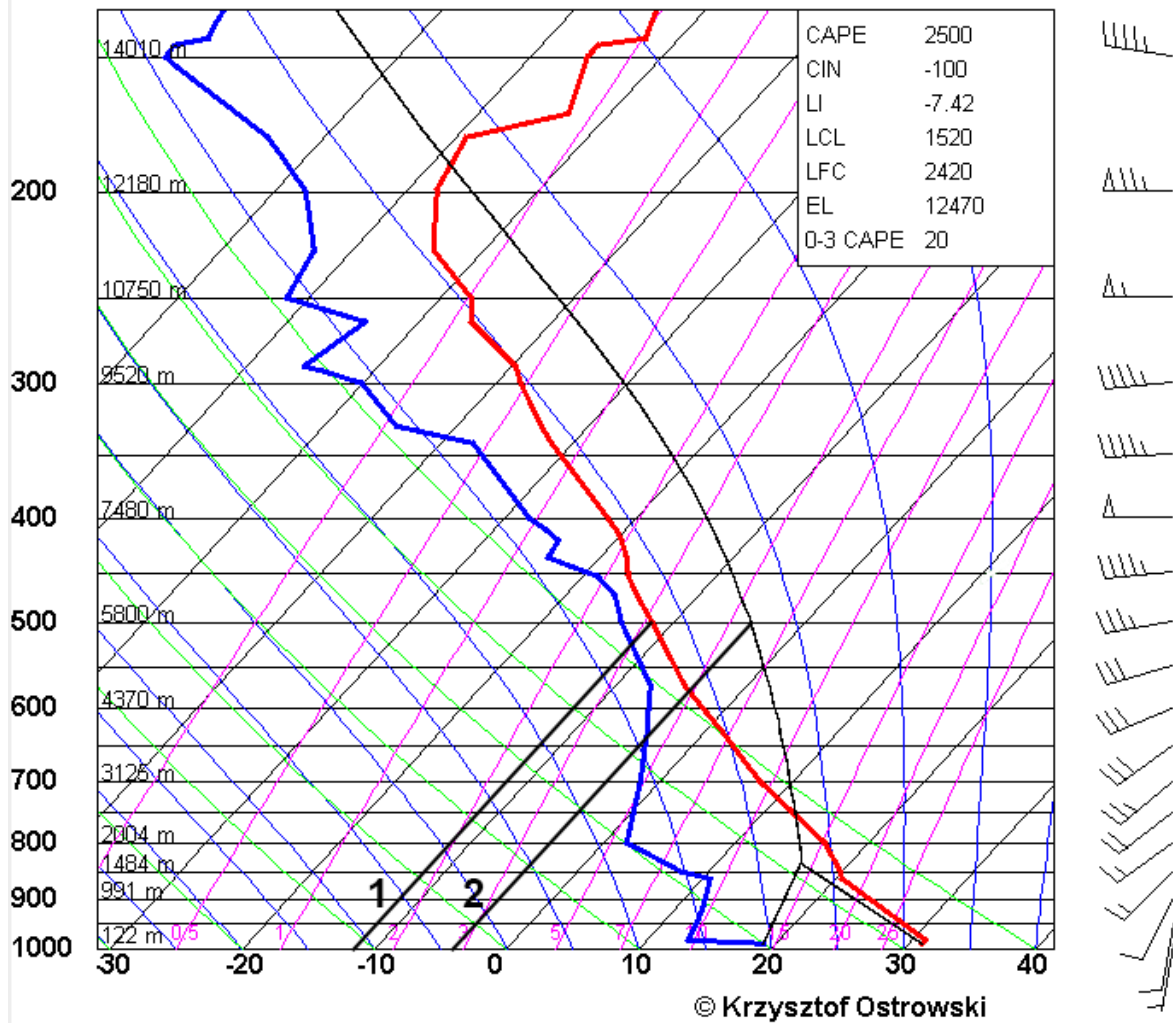
stabej konwekcji, jednak w sytuacji, gdy występują mechanizmy wspomagania konwekcji, niewielkie wartości CIN nie stanowią przeszkody dla jej rozwoju. Niewielkie i umiarkowane wartości CIN mogą nawet sprzyjać występowaniu groźnych zjawisk, ze względu na uniemożliwienie zachodzenia konwekcji w godzinach rannych i południowych, co skutkuje silniejszym nagrzaniem podłoża, wyższym CAPE i groźniejszymi burzami.

Należy również zaznaczyć, że o CIN możemy mówić tylko wtedy, gdy występuje niestabilność (niezerowe CAPE). Jeśli bowiem cząstka jest cały czas jest chłodniejsza od otoczenia (krzywa stanu cząstki przebiega na lewo od krzywej stratyfikacji) i nie mamy chwiejności, wartość CIN automatycznie wynosi zero. Przedział wysokości, w którym występuje CIN, (gdzie cząstka unoszącego się powietrza jest chłodniejsza od otoczenia), znajduje się poniżej obszaru, w którym występuje największa chwiejność, czyli największa różnica między krzywą stanu cząstki a krzywą stratyfikacji (choć może zaistnieć sytuacja, w której na jednym diagramie występuje kilka obszarów CIN). Z tego powodu CIN stanowi istotną przeszkodę, którą musi pokonać cząstka, zanim zacznie się swobodnie unosić. Wysokie, ujemne wartości CIN potrafią całkowicie zablokować rozwój zjawisk konwekcyjnych, nawet gdy pozostałe warunki są sprzyjające do ich rozwoju.

Ostatnim parametrem, który zostanie omówiony w niniejszym artykule jest Lifted Index (LI). LI jest różnicą temperatury między otoczeniem a temperaturą jaką wykazuje unosząca się cząstka powietrza na danym poziomie. Ważna jest tutaj kolejność – od temperatury otoczenia na wysokości 500 hPa (odczytanej z krzywej stratyfikacji; proces odczytywania oznaczony na ryc. 4 numerem 1) odejmujemy temperaturę odczytaną z krzywej stanu cząstki na tej samej wysokości (proces jej odczytania oznaczony na ryc. 4 numerem 2). Zatem, gdy temperatura unoszącej się cząstki będzie wyższa od temperatury otoczenia, czyli będzie obecny CAPE (a tym samym zaistnieje możliwość powstania swobodnej konwekcji), wtedy zazwyczaj Lifted Index przyjmuje wartości ujemne. Im niższe będą wartości LI, tym większa jest różnica temperatury pomiędzy unoszącą się cząstką powietrza a otoczeniem, co świadczy o występowaniu silniejszego wznoszenia. Najczęściej do obliczenia LI używa się poziomu 500 hPa, choć często spotyka się LI liczone z poziomu 700 hPa.

12425 Wrocław

2009-07-23 12Z



Ryc. 5. Diagram aerologiczny z zaznaczoną procedurą odczytywania Lifted Index.

Nie zawsze jednak dodatnia wartość LI w prognozie oznacza, że konwekcja nie może wystąpić. Może się bowiem zdarzyć (szczególnie zimą, gdy CAPE osiąga bardzo niskie wartości i znajduje się głównie w dolnej części troposfery), że poziom, na którym liczony jest LI, leży już powyżej poziomu równowagi i cała chwiejność znajduje się poniżej tego poziomu. W takiej sytuacji konwekcja będzie mogła wystąpić, pomimo dodatniej wartości LI.

Cząstka powietrza

Istnieją różne poziomy, z których może pochodzić cząstka unoszącego się powietrza. Zazwyczaj powietrze zaczyna się unosić już z poziomu ziemi (inicjatorem ruchów wznoszących jest konwergencja wiatrów lub ogrzanie przez nasłonecznienie – insolacja). Czasami jednak wyższą temperaturę i wilgotność mamasu powietrza zalegającego nieco

wyżej i to ona wykazuje większą chwiejność. Najczęściej spotykanymi metodami wyznaczania cząstki są:

- SB - *ang. Surface Based* – metoda oznaczona przedrostkiem “SB” oznacza, że parametr liczony jest dla cząstki unoszonej z poziomu ziemi. Przykładem oznaczenia wskaźnika liczonego w ten sposób jest SBCAPE i SBCIN.
- ML - *ang. Mixed Layer* – metoda oznaczona przedrostkiem “ML” oznacza, że parametr liczony jest dla uśrednionej cząstki z dolnych 100 hPa troposfery. Przykładem oznaczenia wskaźnika liczonego w ten sposób jest MLCAPE i MLCIN.
- MU - *ang. Most Unstable* - metoda oznaczona przedrostkiem “MU” oznacza, że parametr liczony jest dla cząstki z takiego poziomu, na którym ma ona najwyższą chwiejność. Przykładem oznaczenia wskaźnika liczonego w ten sposób jest MUCAPE i MUCIN.

W tym miejscu należy zaznaczyć, że pionowy profil temperatury w środkowej i górnej troposferze zmienia się w sposób istotny (zakładając, że nie przechodzą fronty atmosferyczne i nie następuje silny napływ masy powietrza o odmiennych właściwościach), w przeciwieństwie do dolnej części troposfery, z której pochodzi unosząca się cząstka powietrza. Wartość wskaźników konwekcyjnych (takich jak CAPE i CIN) wynika więc niemal wyłącznie z cech masy powietrza budującej wznoszącą się cząstkę powietrza. Oznacza to, że gdyby w danym miejscu (zakładając niezmienny pionowy profil temperatury powyżej warstwy, z której unosi się dana cząstka) uniosły się jednocześnie trzy cząstki, z różnych poziomów (SB, ML, MU), o różnej temperaturze i wilgotności, każda z nich mogłaby osiągnąć inną wartość wskaźników konwekcyjnych. Niektóre cząstki mogłyby wręcz nie być wyporne wcale, podczas, gdy inne cechowałyby się stosunkowo wysokimi wartościami CAPE. Należy więc bacznie śledzić, z jakiego poziomu unoszona jest cząstka.