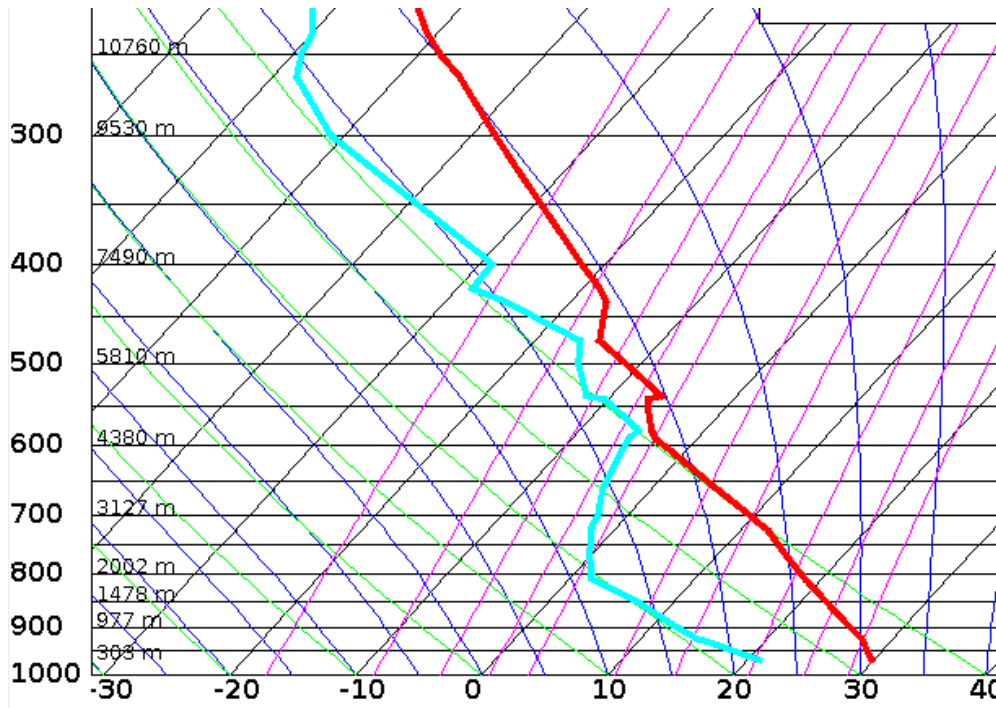


Radiosondaże

Krzysztof Ostrowski (krzysio.ostrowski@gmail.com)



- Podstawowe informacje
- Budowa diagramu skew-t
- Czytanie radiosondaży
- Chwiejność i CAPE
- Prądy zstępujące i DCAPE
- Przykłady „groźnych” radiosondaży

Co to jest?

Radiosondaże służą do pomiaru podstawowych parametrów meteorologicznych w atmosferze. Do ich wykonywania wypuszcza się specjalne balony z urządzeniami pomiarowymi. Dzięki pomiarom sondażowym znamy pionowy profil atmosfery w danym rejonie – temperaturę, wilgotność, ciśnienie i wiatr w atmosferze na różnych wysokościach.

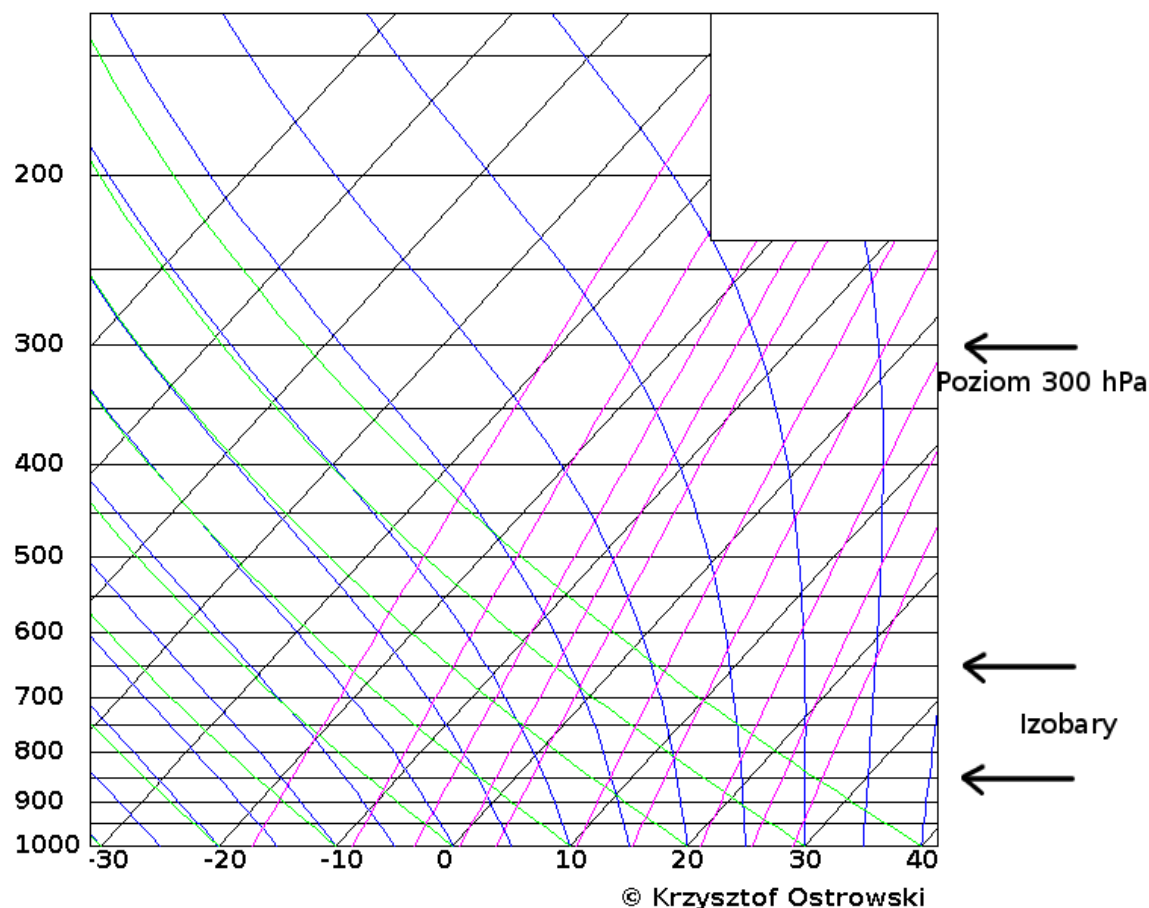
Podstawowe informacje

- Radiosondaże pozwalają na określenie równowagi pionowej w troposferze, co czyni je niezwykle ważnym narzędziem prognostycznym w kontekście zjawisk burzowych.
- Pomiar radiosondażowe wykonywane są na stacjach aerologicznych zwykle 2 lub 4 razy na dobę. W Polsce wykonuje się je w Legionowie, Wrocławiu i Łebie w godzinach 0 i 12 UTC.
- Do ilustracji wyników pomiarów sondażowych służą diagramy termodynamiczne – jednym z najczęściej używanych jest diagram skew-t.

Diagram skew-t

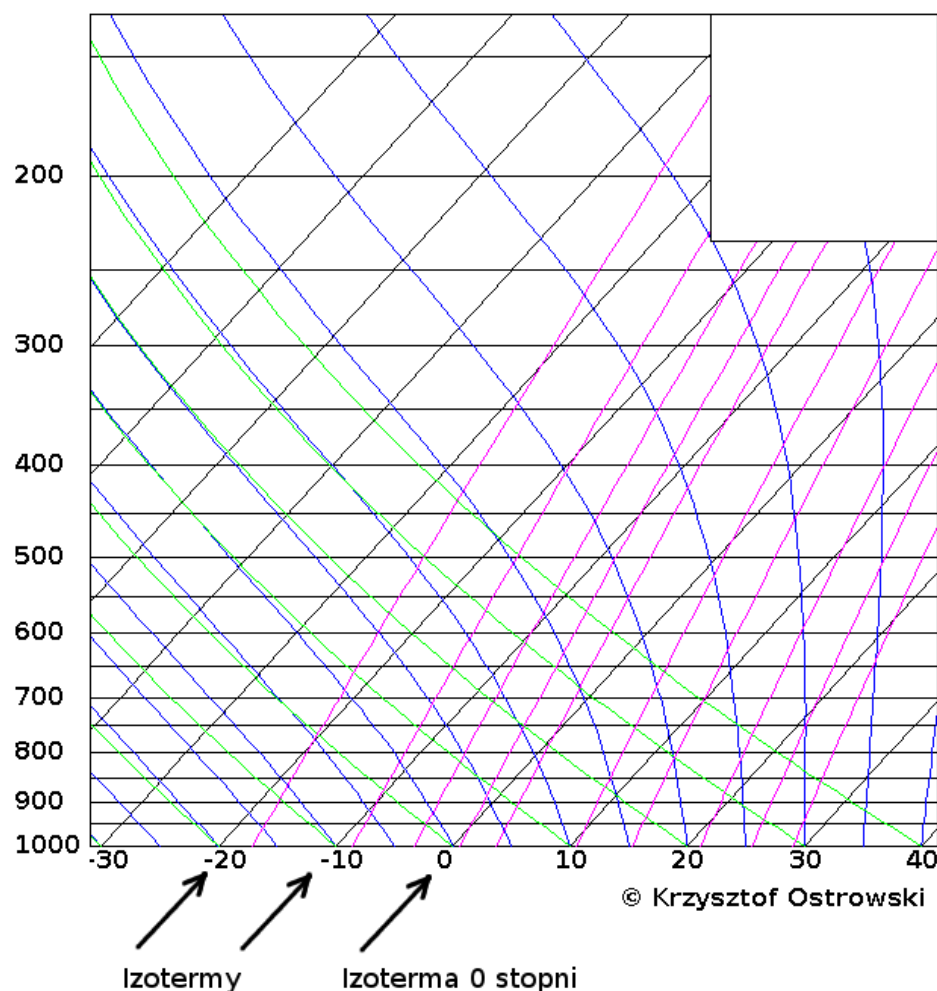
- Składa się z zestawu linii i krzywych, na które nanoszone są dane o temperaturze i punkcie rosy na różnych poziomach atmosfery
- Podstawowe linie to izotermy, izogramy i izobary – pozwalają one na odczyt temperatury, punktu rosy, stosunku zmieszania i ciśnienia na różnych poziomach atmosfery
- Zestaw krzywych to: adiabaty suche i adiabaty wilgotne (pseudoadiabaty) – ilustrują one przemiany adiabatyczne zachodzące we wznoszącym się i opadającym powietrzu

Budowa diagramu skew-t - izobary



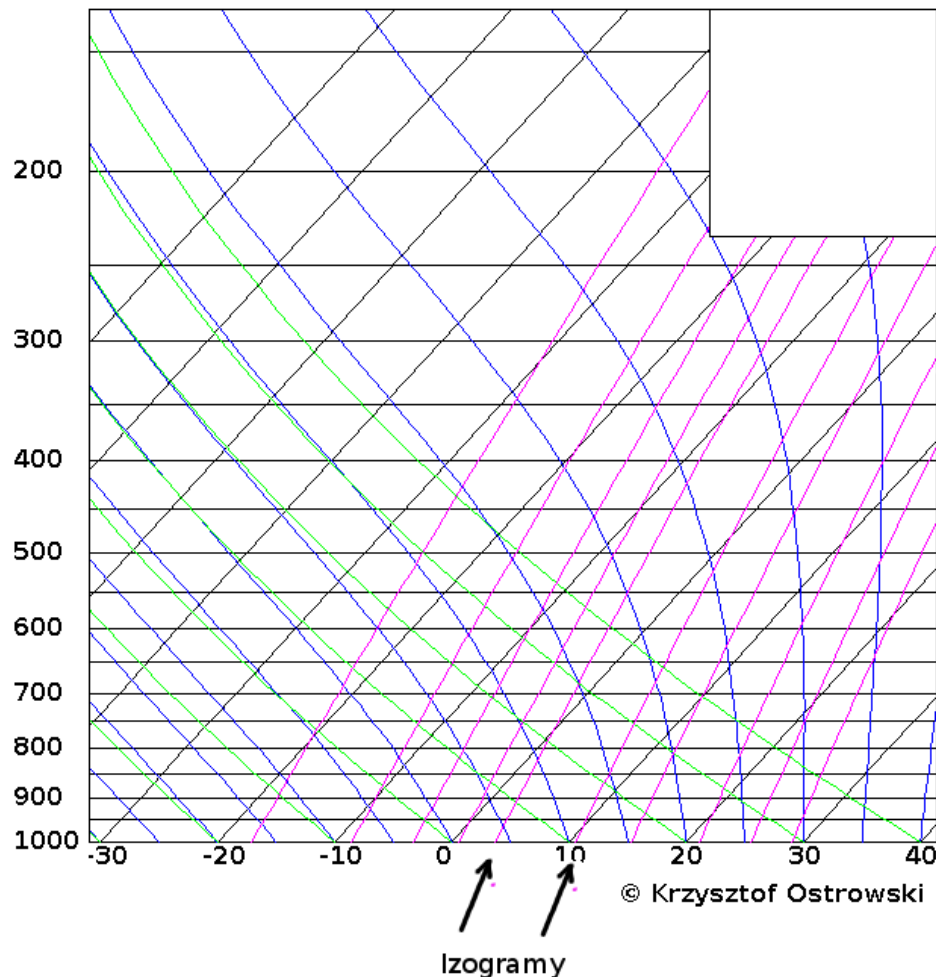
- Izobary są zaznaczone jako poziome linie (w tym przypadku koloru czarnego)
- Wraz z wysokością ciśnienie powietrza oczywiście maleje

Budowa diagramu skew-t - izotermy



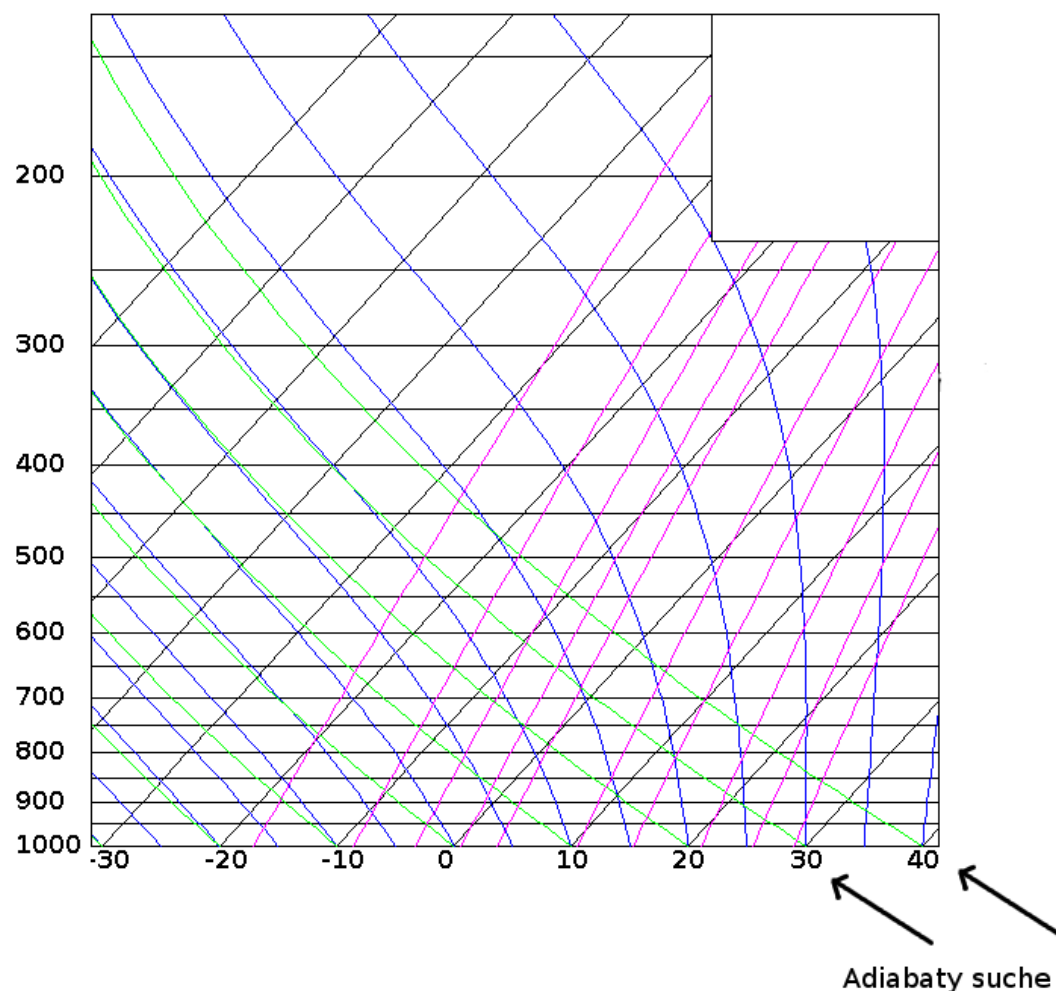
- Izotermie są zaznaczone jako pochylone w prawo linie (w tym przypadku koloru czarnego)

Budowa diagramu skew-t – izogramy



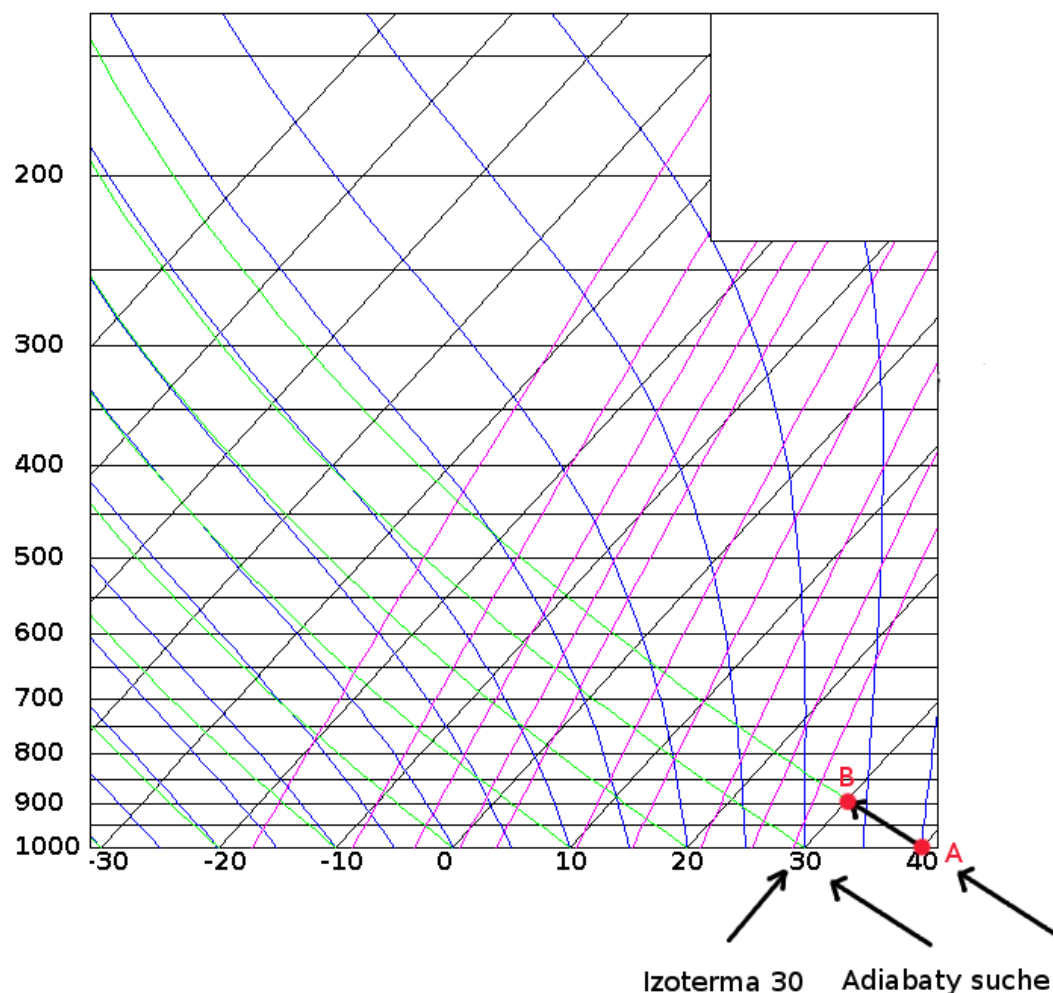
- Izogramy są zaznaczone jako lekko pochylone w prawo linie zwykle w kolorze magenda
- Linie te łączą punkty o tej samej zawartości pary wodnej (o stałym stosunku mieszania)
- Obrazują także, w jaki sposób zmniejsza się punkt rosy cząstki powietrza wraz z jej wznoszeniem – to około 1,8 stopni/km

Budowa diagramu skew-t – adiabaty suche



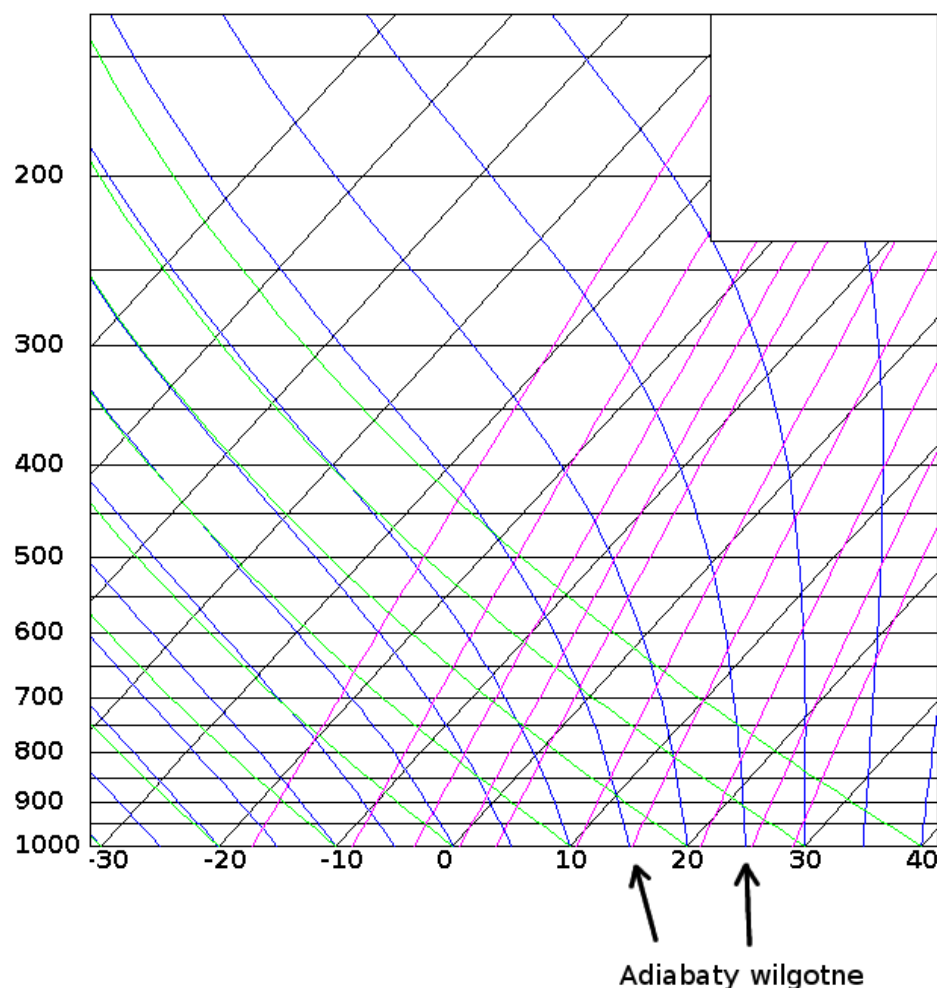
- Mocno nachylone w lewo krzywe (w tym przypadku koloru zielonego)
- Ilustrują w jaki sposób zmienia się temperatura wznoszącego się suchego powietrza

Budowa diagramu skew-t – adiabaty suche c.d.



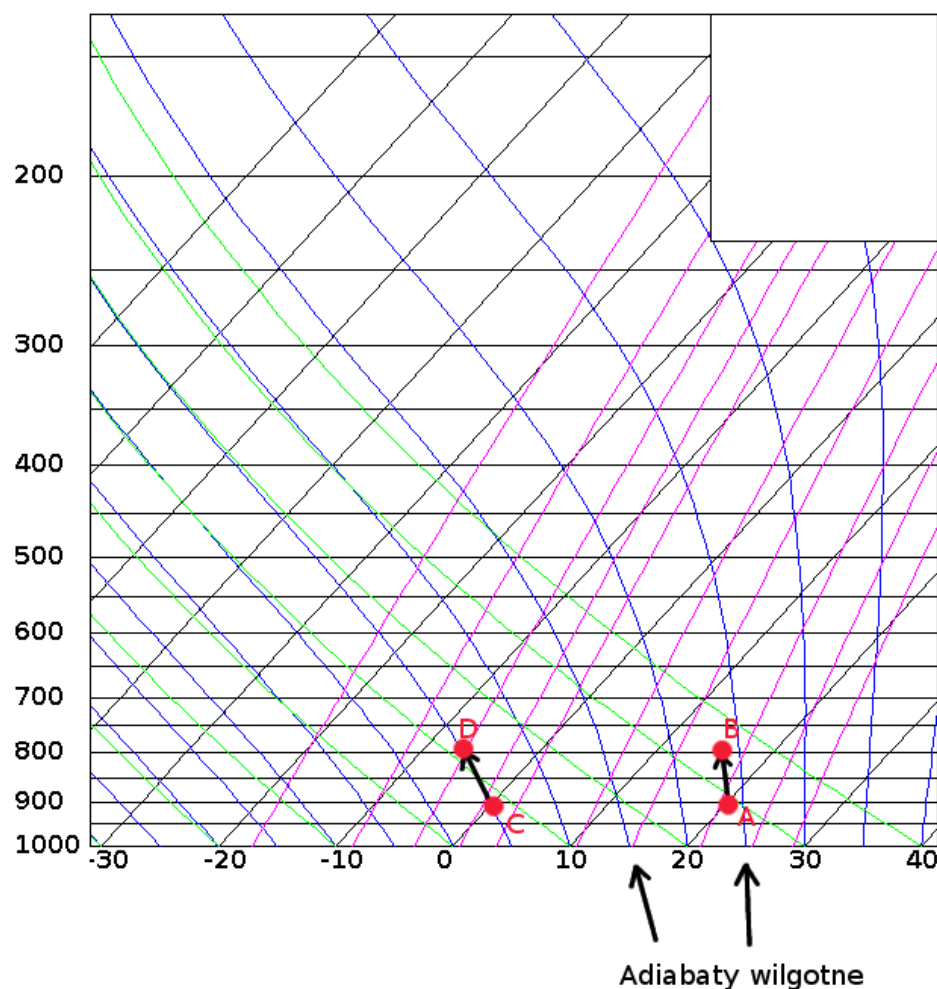
- Powietrze podczas unoszenia rozpręża się i ochładza – ten proces dla suchego powietrza ilustruje właśnie adiabatą suchą
- Powietrze o temperaturze 40 stopni unoszące się z poziomu 1000 hPa (punkt A) do poziomu 900 hPa (punkt B) ochładza się o niemal 10 stopni
- Tempo tego spadku temperatury wraz z wysokością to tzw. gradient suchoadiabatyczny – wynosi on około 9,8 stopni/km

Budowa diagramu skew-t – adiabaty wilgotne



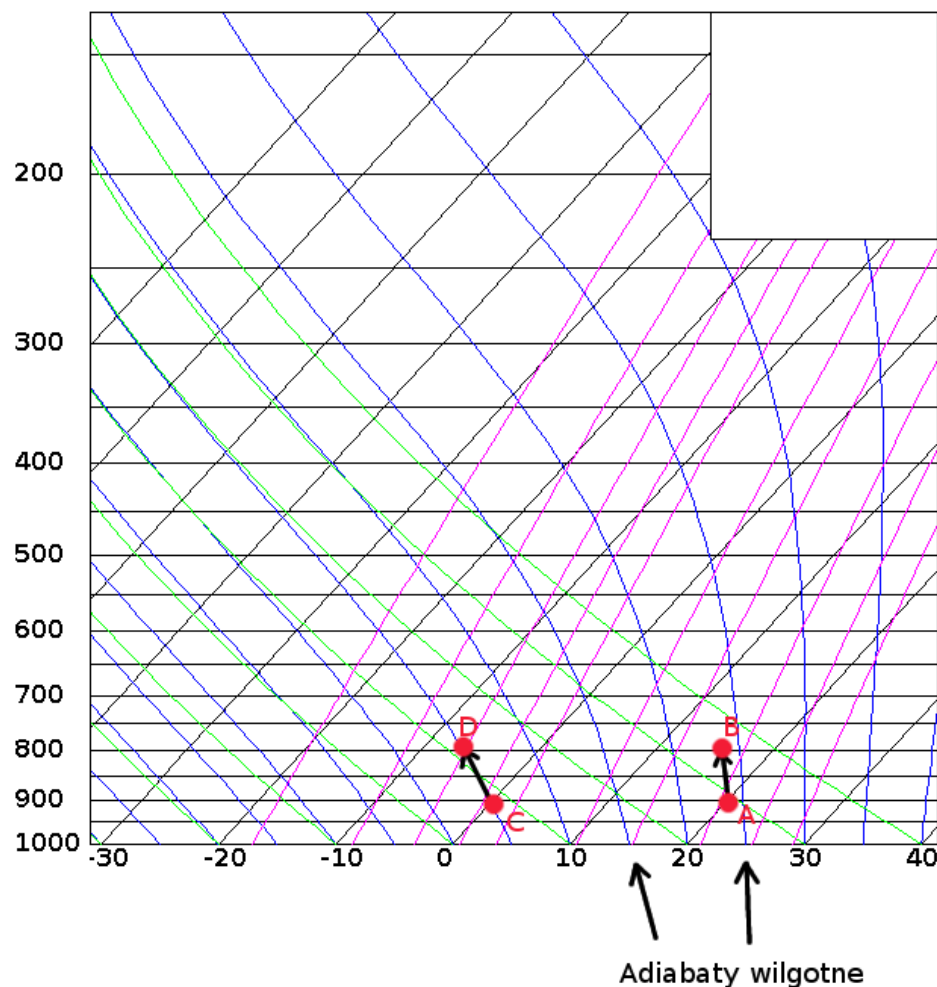
- Zaznaczone jako krzywe o zmiennym nachyleniu (w tym przypadku w kolorze granatowym)
- Ilustrują proces wznoszącego się powietrza, które jest nasycone parą wodną

Budowa diagramu skew-t – adiabaty wilgotne c.d.



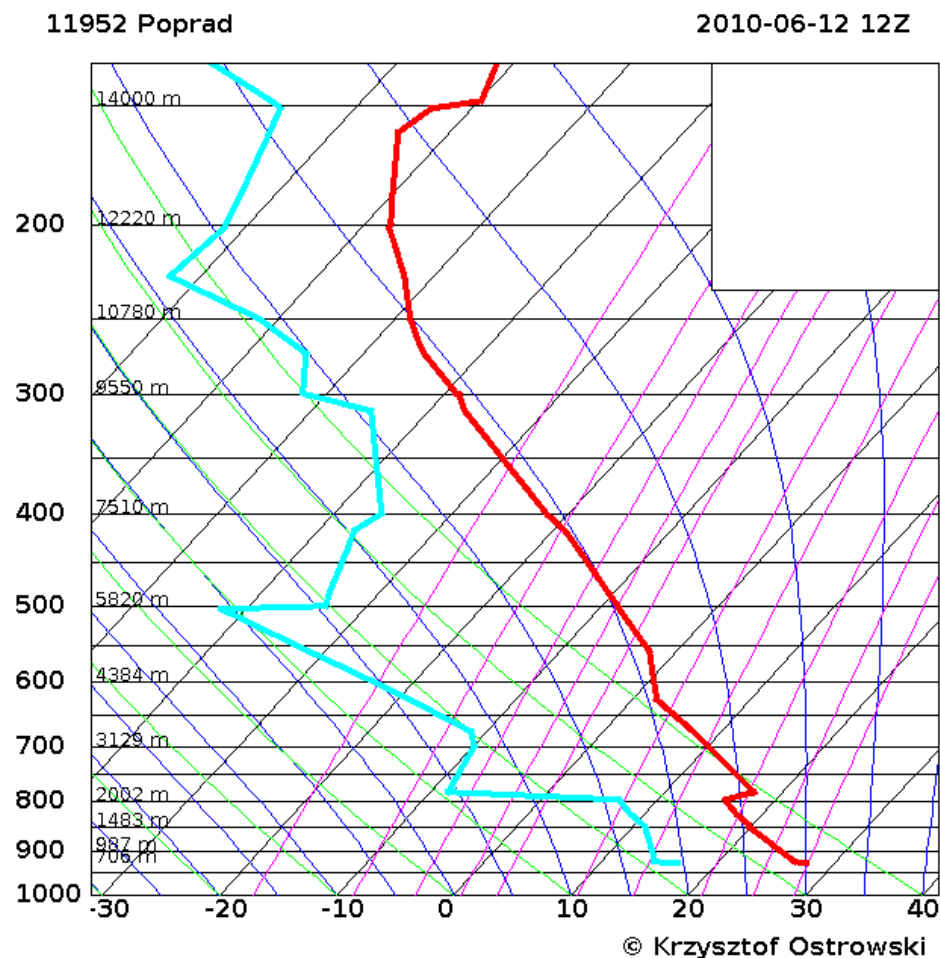
- W powietrzu nasyconym podczas wznoszenia następuje kondensacja i w jej wyniku wydzielą się ciepło utajone – z tego powodu powietrze ochładza się wolniej niż suchoadiabatycznie, co obrazują adiabaty wilgotne
- W unoszącym się powietrzu o większej zawartości pary wodnej (o wyższej temperaturze nasycenia) uwalnia się więcej ciepła utajonego. Stąd cząstka wznosząca się z punktu A do B ochładza się o około 4,5 stopnia, natomiast cząstka wznosząca się z punktu C do D ochładza się o około 6,5 stopnia. Ilustrują to zmienne nachylenia adiabat wilgotnych

Budowa diagramu skew-t – adiabaty wilgotne c.d.



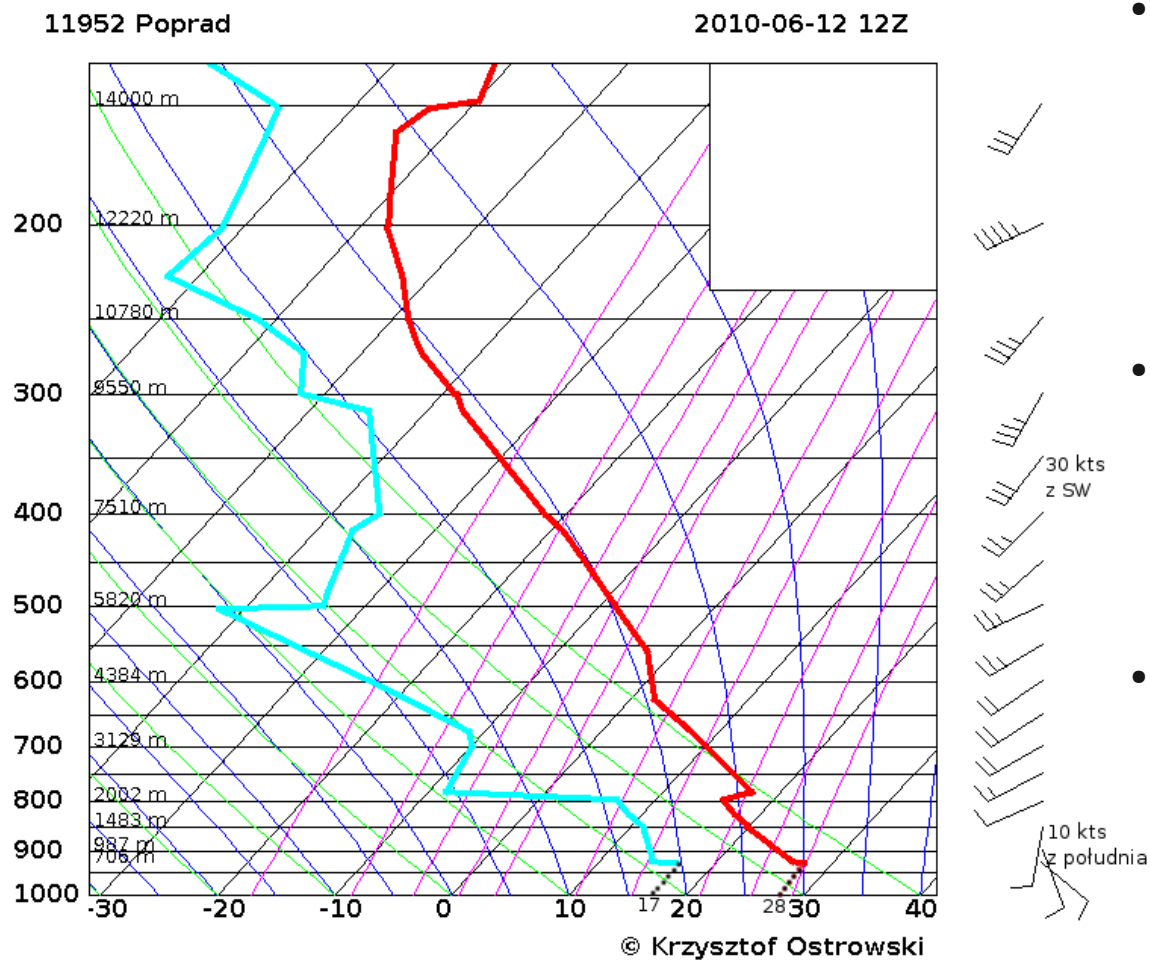
- Tempo spadku temperatury w tym procesie to tzw. **gradient wilgotnoadiabatyyczny**. Jest on zmienny i zależy od zawartości pary wodnej we wznoszącym się powietrzu – wynosi zwykle 4,5-6,5 stopni/km.

Przykład sondażu



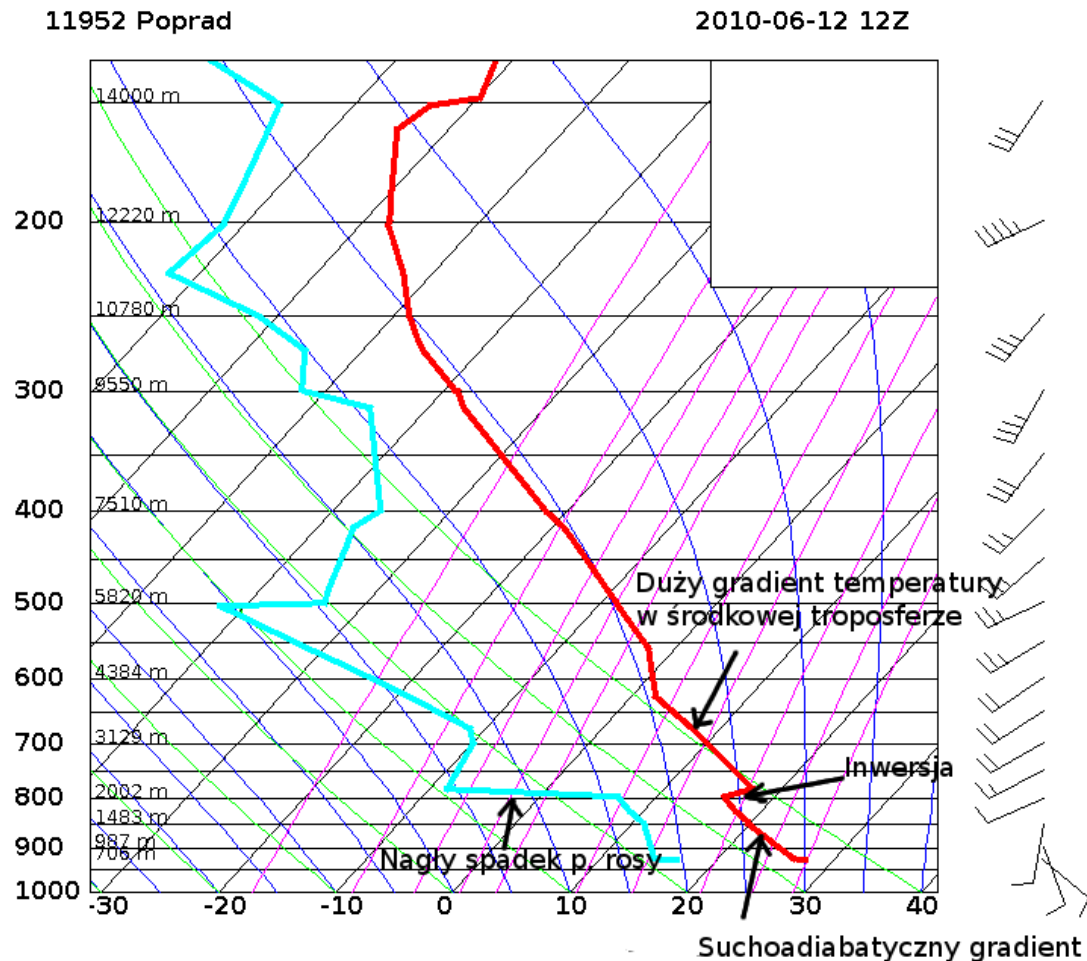
- Na diagram skew-t zostały naniesione dane z radiosondażu z Popradu (12.06.2010 12 UTC).
- Dwie naniesione krzywe to krzywa stratyfikacji (temperatury) oraz krzywa punktu rosy. Ilustrują one jak zmienia się temperatura i punkt rosy powietrza wraz ze wzrostem wysokości.
- Z prawej strony umieszczone są informacje o prędkości i kierunku wiatru zwykle podawany przy pomocy chorągiewek w węzłach.

Odczytywanie parametrów z sondażu



- Możemy odczytać z lewej, że stacja położona jest na wysokości 706 m.n.p.m. Prowadząc izotermy odczytujemy, że panuje tam temperatura około 28 stopni, natomiast punkt rosy wynosi około 17 stopni.
- Analogicznie odczytujemy, że na poziomie 700 hPa (3129 m.n.p.m.) temperatura jest znacznie niższa (10 stopni), a powietrze o wiele suchsze (punkt rosy -10 stopni) niż na ziemi.
- W dolnej troposferze wiatr wieje z kierunku południowo-wschodniego i południowego z prędkością 10 węzłów, natomiast na poziomie 350 hPa panuje przepływ południowo-zachodni z prędkością 30 węzłów.

Podstawowe formacje widoczne na diagramie skew-t

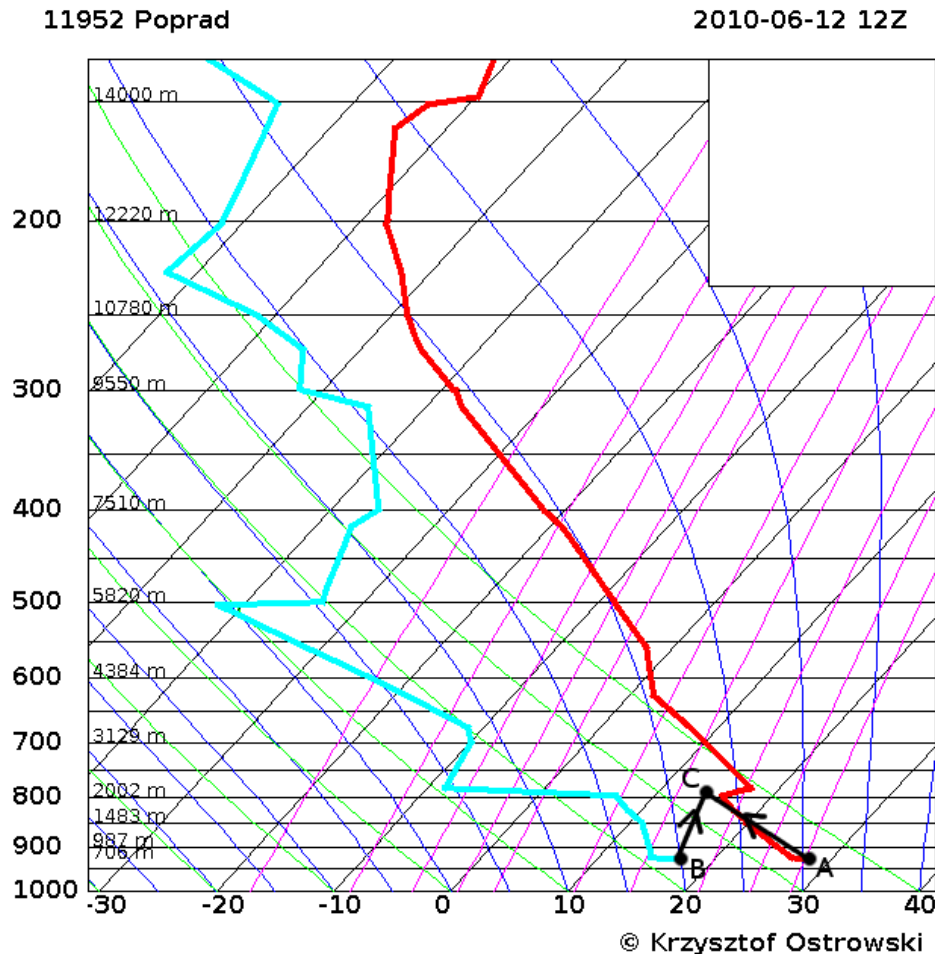


- Inwersja – widoczna tu jako charakterystyczny ząb na krzywej stratyfikacji
- Powyżej inwersji występuje zwykle znaczny spadek wilgotności (ang. hydrolapse) widoczny jako „skok” na krzywej punktu rosy
- W warstwie granicznej pod wpływem nasłonecznienia występuje duży, suchoadiabatyyczny gradient temperatury (krzywa stratyfikacji równoległa do suchych adiabat)
- Gradient w środkowej troposferze jest również bardzo znaczny (bliski suchoadiabatyicznemu)
- Gradient temperatury (jej spadek wraz z wysokością) w danej warstwie można łatwo odczytać po nachyleniu krzywej stratyfikacji

Równowaga chwiejna

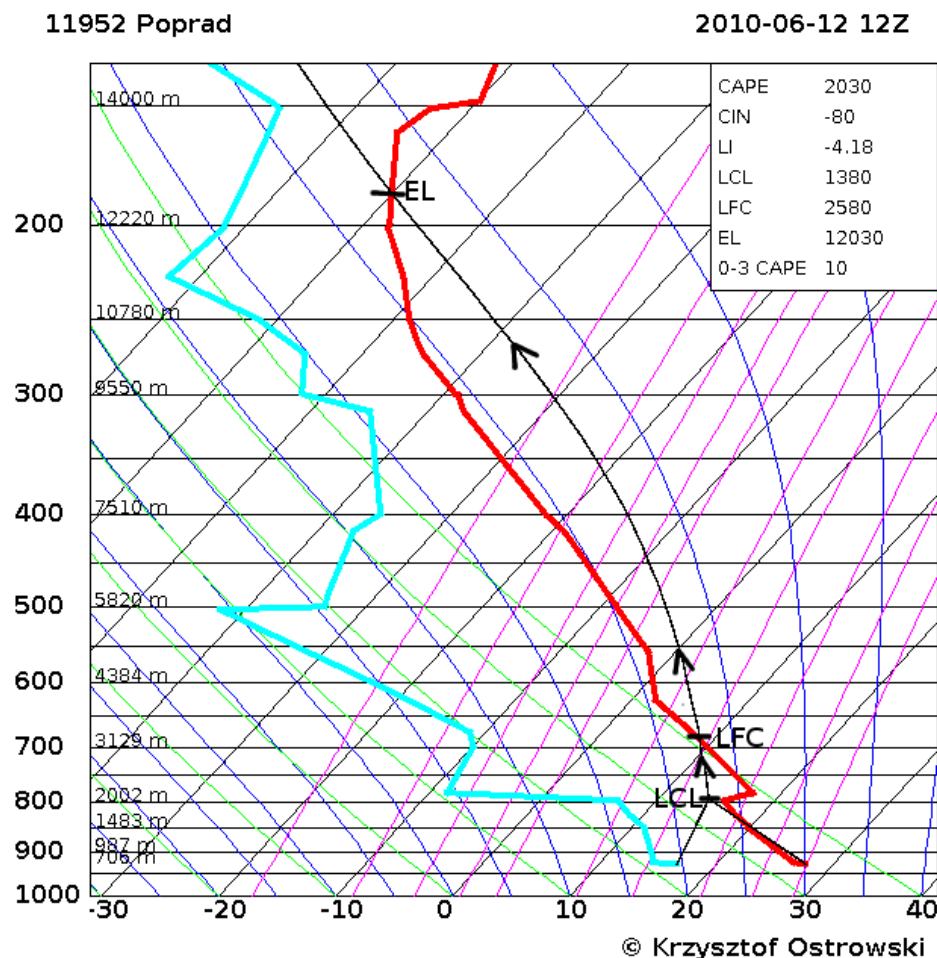
- Przy sprzyjających warunkach (konwergencja, fronty) powietrze z danego poziomu troposfery może zacząć się wznosić. Najpierw jako suche przy wznoszeniu ochładza się suchoadiabatycznie ($9,8 \text{ st/km}$).
- W momencie, gdy jego temperatura zrówna się z punktem rosy, rozpoczyna się kondensacja i tworzy się chmura. Jeśli powietrze unoszone jest dalej, to wówczas jako nasycone ochładza się wilgotnoadiabatycznie.
- Jeśli gradient temperatury w troposferze jest większy niż wilgotnoadiabatyczny, to znaczy że unoszone powietrze będzie ochładzać się wolniej niż otoczenie.
- W takim przypadku unoszona cząstka powietrza może stać się cieplejsza (a więc lżejsza) niż otoczenie i kontynuować dalej samorzutnie swoje wznoszenie. Mamy wówczas do czynienia z równowagą chwiejną
- Równowaga chwiejna jest niezbędna do rozwoju chmur kłębiastych rodzaju cumulus i przede wszystkim cumulonimbus, a co za tym idzie także do rozwoju burz. Diagram skew-t nadaje się świetnie do wykrywania takich warunków.

Chwiejność na sondażu



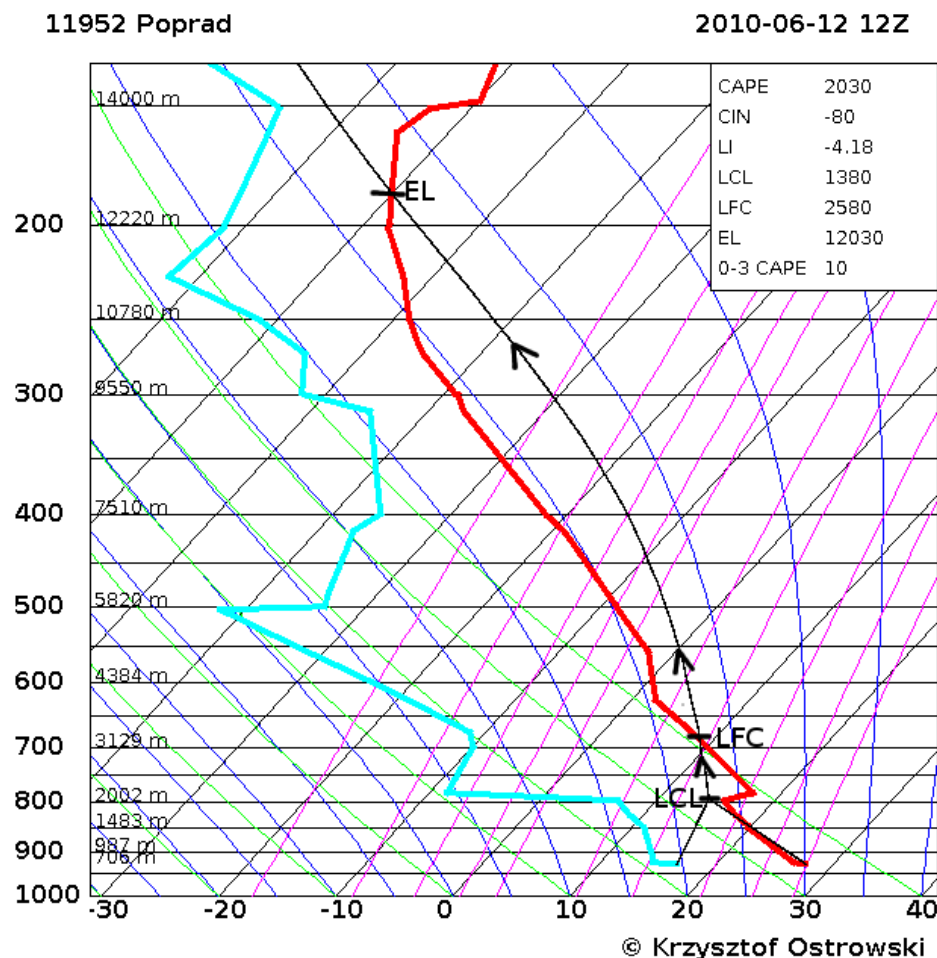
- Unosimy powietrze z ziemi. Podczas wznoszenia zmieniają się temperatura i wilgotność powietrza
- Temperatura spada suchoadiabatyicznie (adiabata sucha od punktu A)
- Punkt rosy spada zgodnie z izogramą (1,8 stopni/km) poprowadzoną od punktu B
- W miejscu gdzie obie krzywe się spotykają (punkt C) wznoszące powietrze staje się nasycone (temperatura=punkt rosy). Punkt C to poziom kondensacji (LCL) i znajduje się na poziomie ok 800 hPa.

Chwiejność na sondażu c.d.



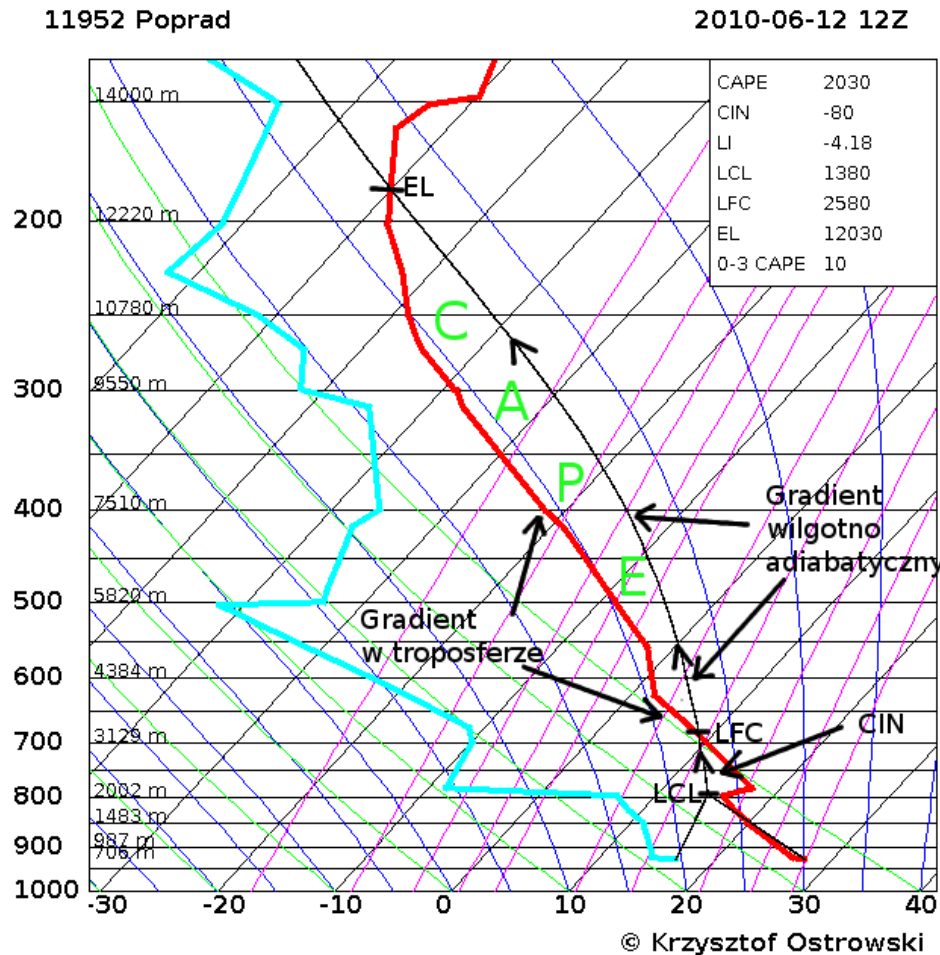
- Powyżej poziomu LCL powietrze jest nasycone i ochładza się od tego momentu wilgotnoadiabatycznie (zgodnie z adiabatą wilgotną) – chmura kłębiasta się formuje
- Adiabata wilgotna, po której „porusza” się cząstka powietrza (zaznaczona za pomocą strzałek) to tzw. krzywa stanu cząstki.

Chwiejność na sondażu c.d.



- Zauważmy, że jeśli cząstka powietrza wznosiłaby się dalej, to w tym przypadku dochodzi do poziom, powyżej którego jest cieplejsza (czyli lżejsza) niż otoczenie (krzywa stanu na prawo od krzywej temperatury). To tzw. poziom swobodnej konwekcji (LFC)
- Powyżej LFC cząstka staje się wyporna i wznosi się dalej samorzutnie (strzałki) tak długo jak jest lżejsza od otoczenia. Chmura kłębiasta się wypiętrza. W pewnym momencie jednak powietrze w prądzie wstępującym przestaje być lżejsze od otoczenia. To tzw. Poziom równowagi (EL). Powyżej EL cząstka wciąż się wznosi ale coraz wolniej, a potem zaczyna opadać (doznaje przyspieszenia w dół). Chmura burzowa często na poziomie EL rozlewa się na boki formując kowadło.

Chwiejność na sondażu c.d.



- Przyczyną pojawienia się chwiejności jest fakt, że gradient wilgotnoadiabaticzny wznoszącej się cząstki jest niższy niż gradient w troposferze – widać tu, że krzywa stanu bardziej „odchylona” na prawo niż krzywa stratyfikacji
- Integrując w pionie obszar (między LFC a EL), w którym wznoszące się powietrze jest cieplejsze (lżejsze) od otoczenia, obliczamy energię potencjalną konwekcji (CAPE)
- Analogicznie integrując w pionie obszar (poniżej LFC), w którym wznoszące się powietrze jest zimniejsze (cięższe) od otoczenia otrzymujemy energię hamującą konwekcję (CIN)
- W tym przypadku podnosiliśmy cząstkę z ziemi, a więc policzyliśmy SBCAPE (2030 J/kg) oraz SBCIN (-80 J/kg).

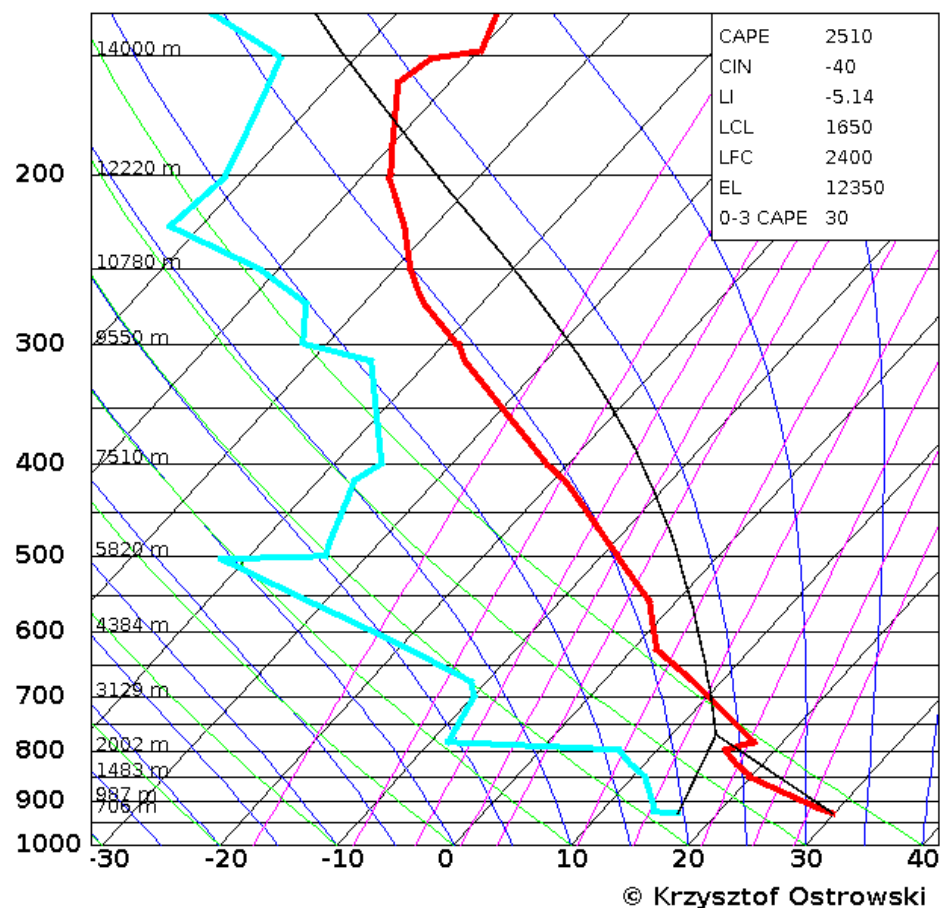
Najważniejsze czynniki wpływające na wielkość CAPE

- Duża zawartość pary wodnej w powietrzu – w czasie wznoszenia wydzieli się więcej ciepła kondensacji (niższy gradient wilgotnoadiabatyczny), co ma największy wpływ na wyporność cząstki i na chwiejność
- Ciepłe powietrze – w czasie unoszenia może ono stać się bardziej wyporne i to po krótszym czasie
- Duże pionowe gradienty temperatury w troposferze (zwłaszcza środkowej i dolnej) – szybciej ochładzające się otoczenie wznoszącej się cząstki zwiększa szybko jej wyporność.
- Optimum – wilgotna i rozgrzana dolna warstwa troposfery, powyżej której występuje szybki spadek temperatury

Zwiększenie temperatury

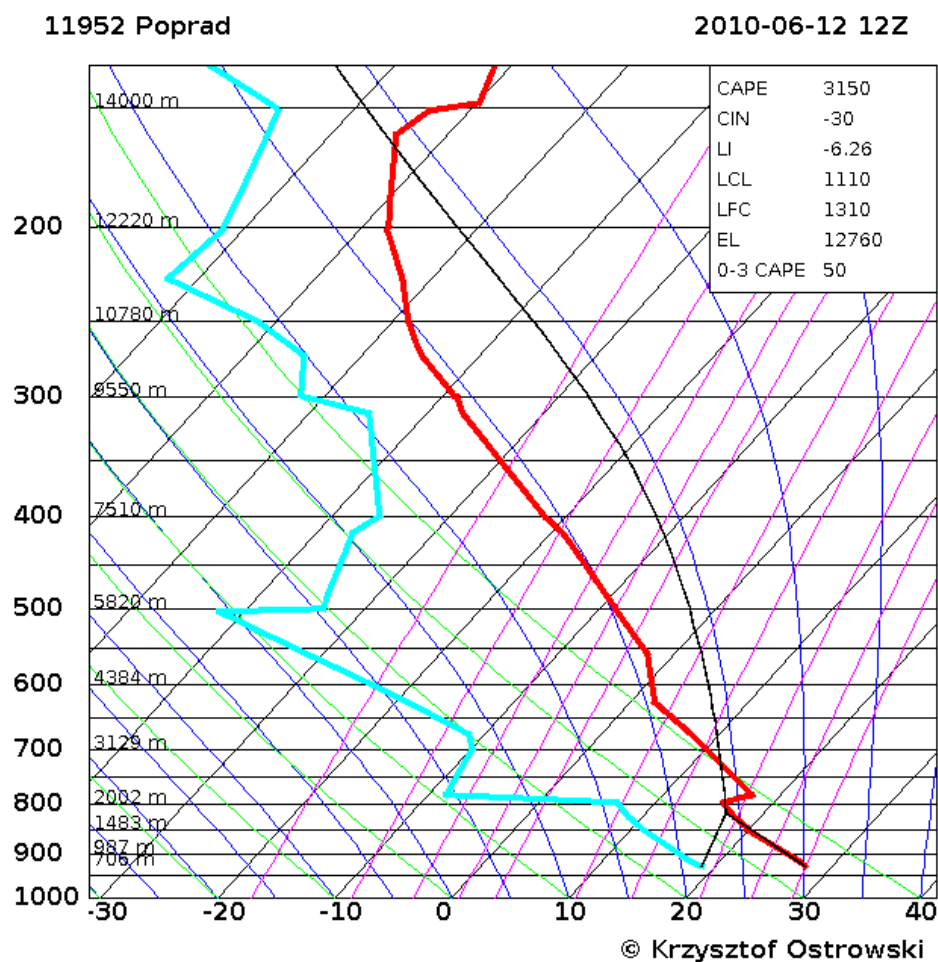
11952 Poprad

2010-06-12 12Z



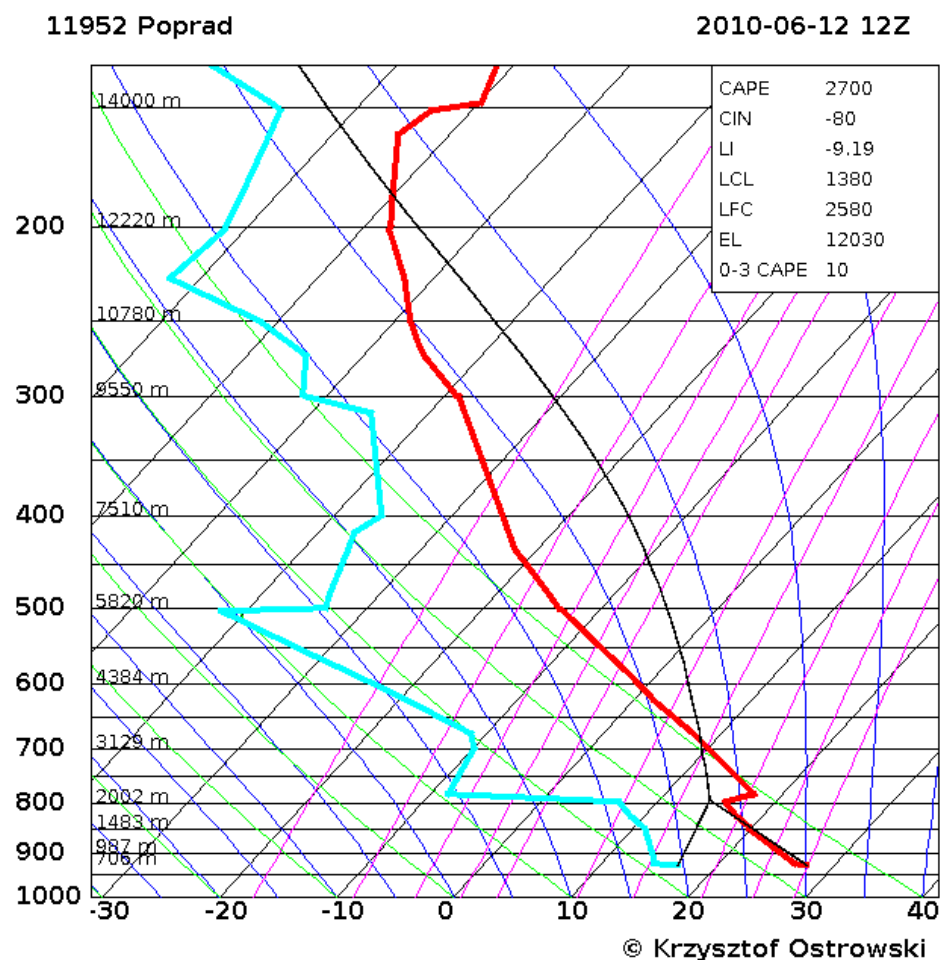
- „Podgrzaliśmy”
Poprad o 2,2 stopnia
(z 27,8 do 30 stopni)
- W rezultacie
SBCAPE wzrosło o
niemal 500 J/kg (z
2030 do 2510 J/kg)

Zwiększenie punktu rosy



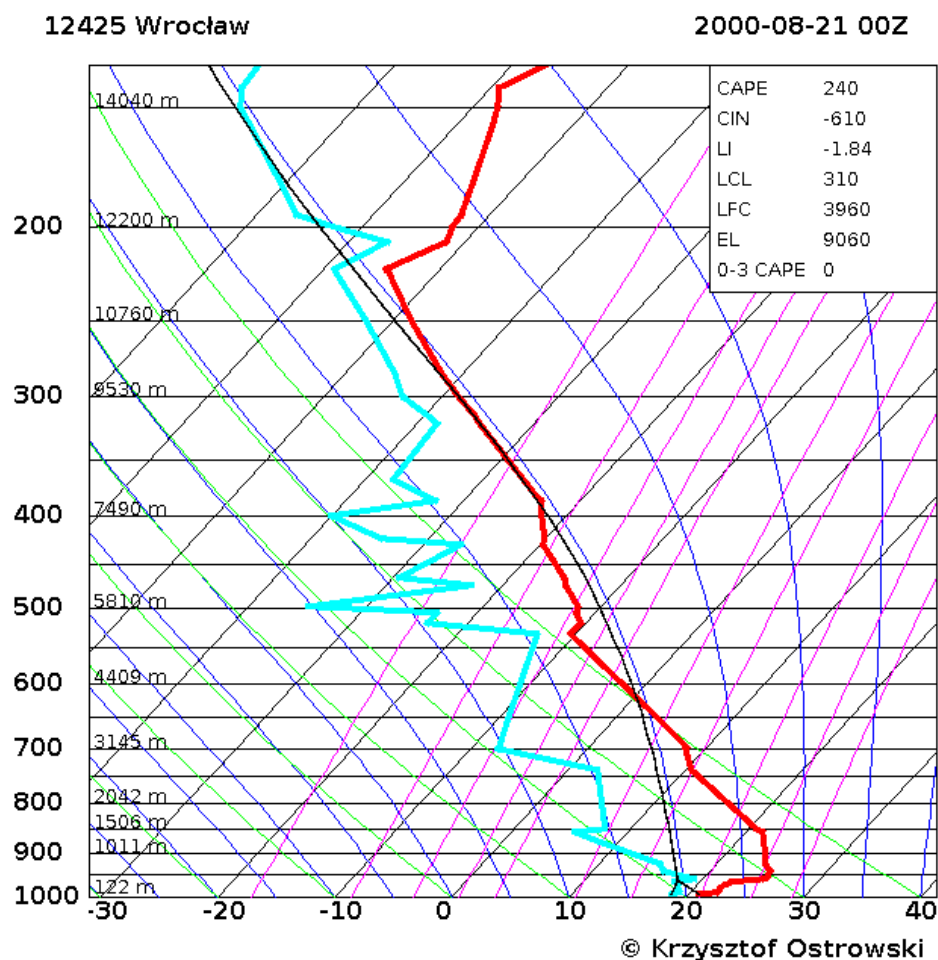
- Teraz zwiększyliśmy zawartość pary wodnej w Popradzie podnosząc punkt rosy o 2,2 stopnia (z 16,8 do 19 stopni). Temperaturę w mieście przywróciliśmy oryginalną (27,8 stopnia)
- W rezultacie SBCAPE wzrósł o ponad 1100 J/kg (!) z 2030 do 3150 J/kg
- Wniosek – większa „sauna” to bardzo szybki wzrost CAPE

Zwiększenie gradientu temperatury



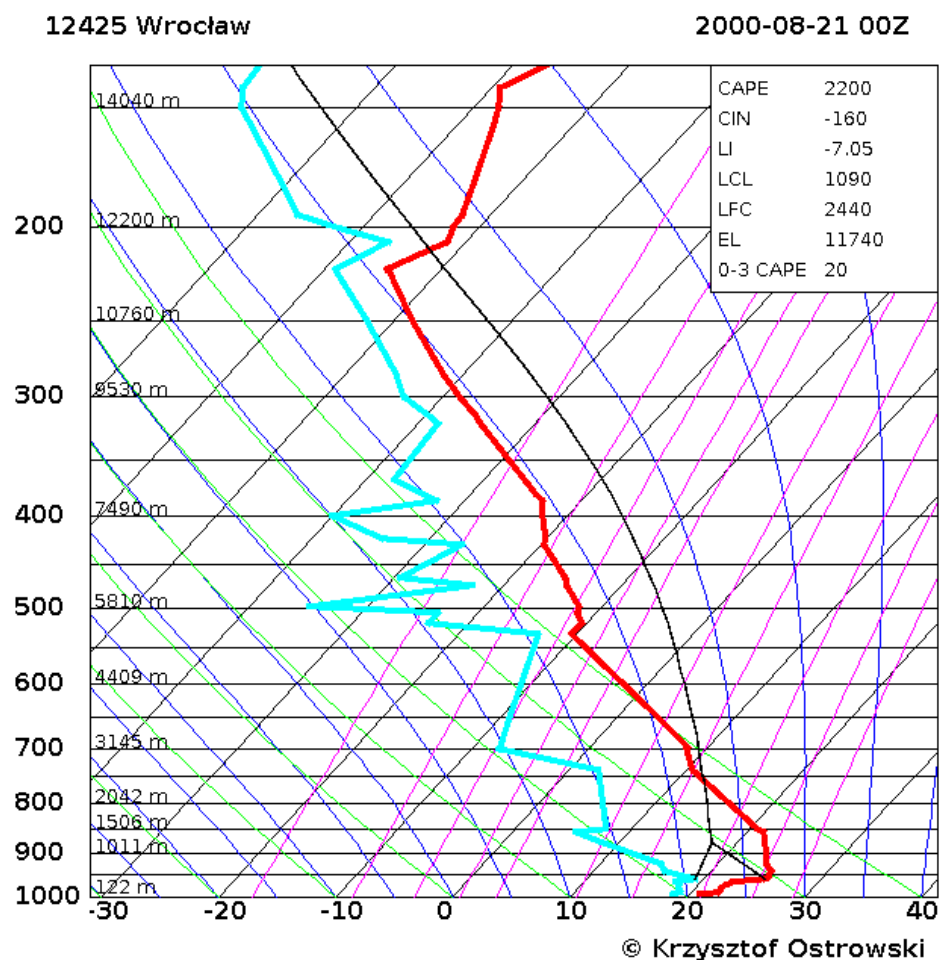
- Zwiększyliśmy znacząco pionowy gradient temperatury w środkowej troposferze (ochładzając o kilka stopni powietrze tam występujące)
- W rezultacie SBCAPE wzrosło o niemal 700 J/kg (z 2030 do 2700 J/kg)
- Wniosek – pionowe gradienty temperatur są istotne – brak znaczących gradientów może znacznie redukować CAPE, a duże gradienty mogą je powiększać.

Konwekcja uniesiona



- Czasem (np. w nocy) powietrze o największej chwiejności nie zalega przy powierzchni ziemi, tylko wyżej
- W takich sytuacjach SBCAPE jest małe, natomiast chmury Cb rozwijają się dzięki chwiejnej warstwie zalegającej powyżej
- Taka sytuacja to tzw. konwekcja uniesiona (ang. Elevated convection)
- Tu widzimy, że SBCAPE tego nocnego sondażu z Wrocławia jest niewielkie (240 J/kg)

Konwekcja uniesiona c.d.

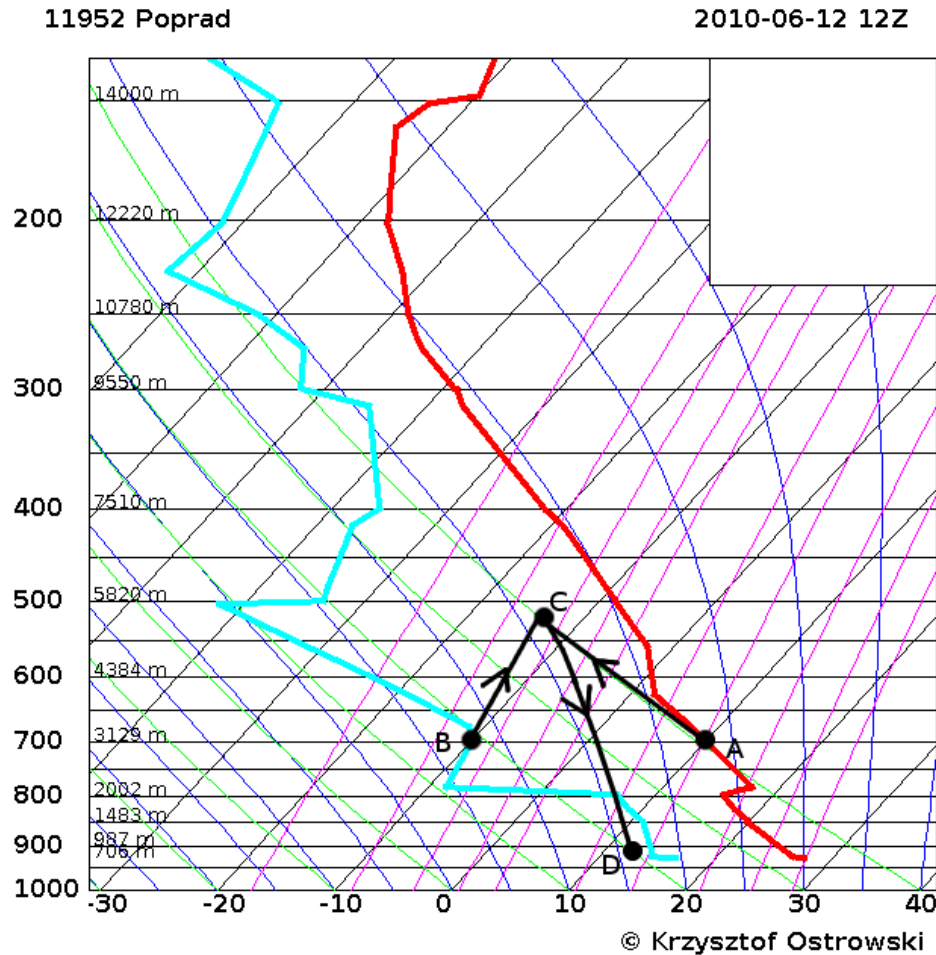


- Tymczasem cząstka powietrza uniesiona z poziomu kilkuset metrów nad ziemią wykazuje się bardzo dużą chwiejnością (2200 J/kg)
- To poziom troposfery o największej możliwej chwiejności – tak uzyskana energia konwekcji to MUCAPE

Prądy zstępujące

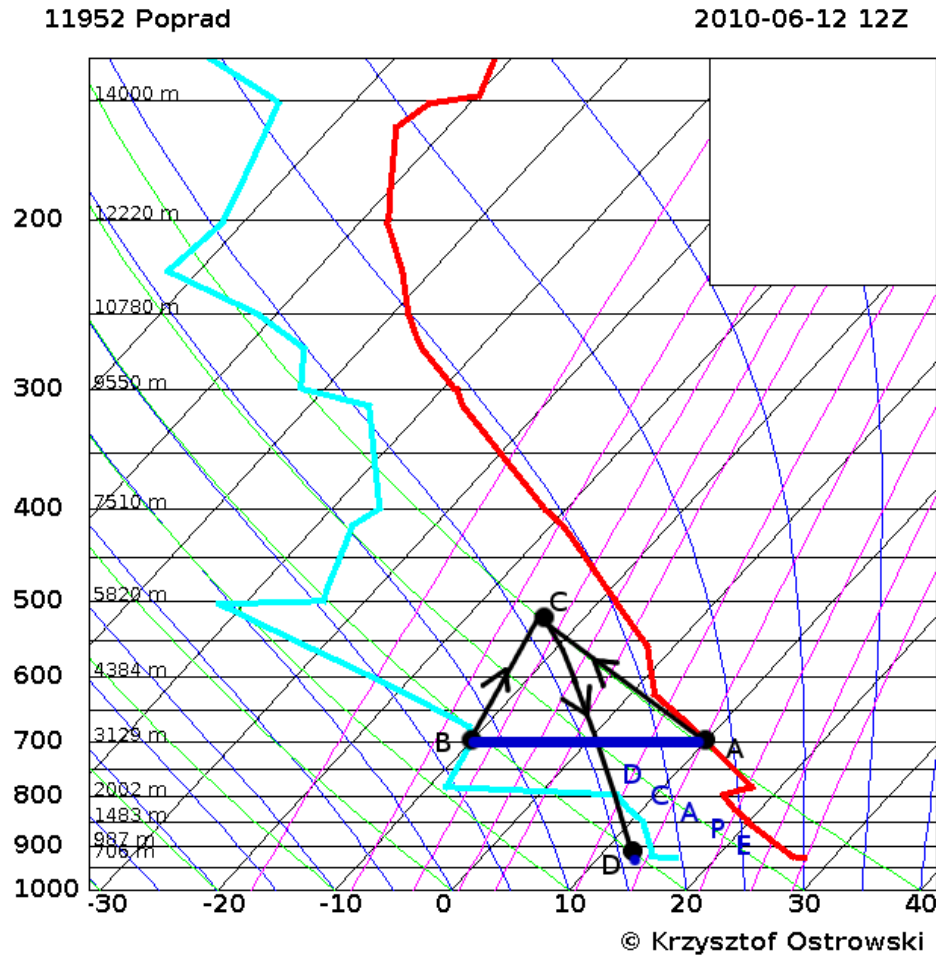
- Silne prądy zstępujące w chmurach burzowych są zazwyczaj bardzo chłodne (a więc znacznie cięższe od otaczającego powietrza) – działa tu negatywna wyporność (odwrotnie niż w przypadku prądów wstępujących)
- Ochładzanie prądów zstępujących odbywa się przez parowanie – pobierane jest wówczas ciepło utajone (ciepło parowania)
- W rzeczywistości powietrze spadając ociepla się (spręża się), jednak dzięki parowaniu tempo tego ocieplania jest wolniejsze niż ocieplanie otoczenia
- Proces ten można przedstawić na diagramie skew-t

Prądy zstępujące c.d.



- Załóżmy, że prąd zstępujący jest inicjowany na poziomie 700 hPa
- Z punktów A i B prowadzimy w górę krzywe (adiabata sucha i izograma) do momentu ich spotkania w punkcie C – tak samo jak przy obliczaniu chwiejności
- Z punktu C sprowadzamy częśćkę adiabatą wilgotną w dół aż do ziemi (punkt D). Widać, że częśćka jest dużo chłodniejsza niż otoczenie (krzywa temperatury). Ma negatywną wyporność i przyspiesza w dół
- Adiabata wilgotna (z punktu C do D) ilustruje tu proces pobierania ciepła parowania

Prądy zstępujące c.d.



- Integrując obszar negatywnej wyporności od poziomu 700 hPa do ziemi otrzymujemy energię prądów zstępujących, czyli DCAPE
- Część implementacji uśrednia powietrze do prądu zstępującego z całej warstwy (np. 700-500 hPa), niektóre uśredniają prąd zstępujący z wstępującym
- Gdyby proces przedstawiony na rysunku zaszedł, to po nawałnicy ochłodziłoby się z 27 do około 13 stopni (punkt D) – parametr *cold pool strength* wyniósłby $27 - 13 = 14$ stopni.
- W rzeczywistości cała energia DCAPE nigdy nie jest realizowana

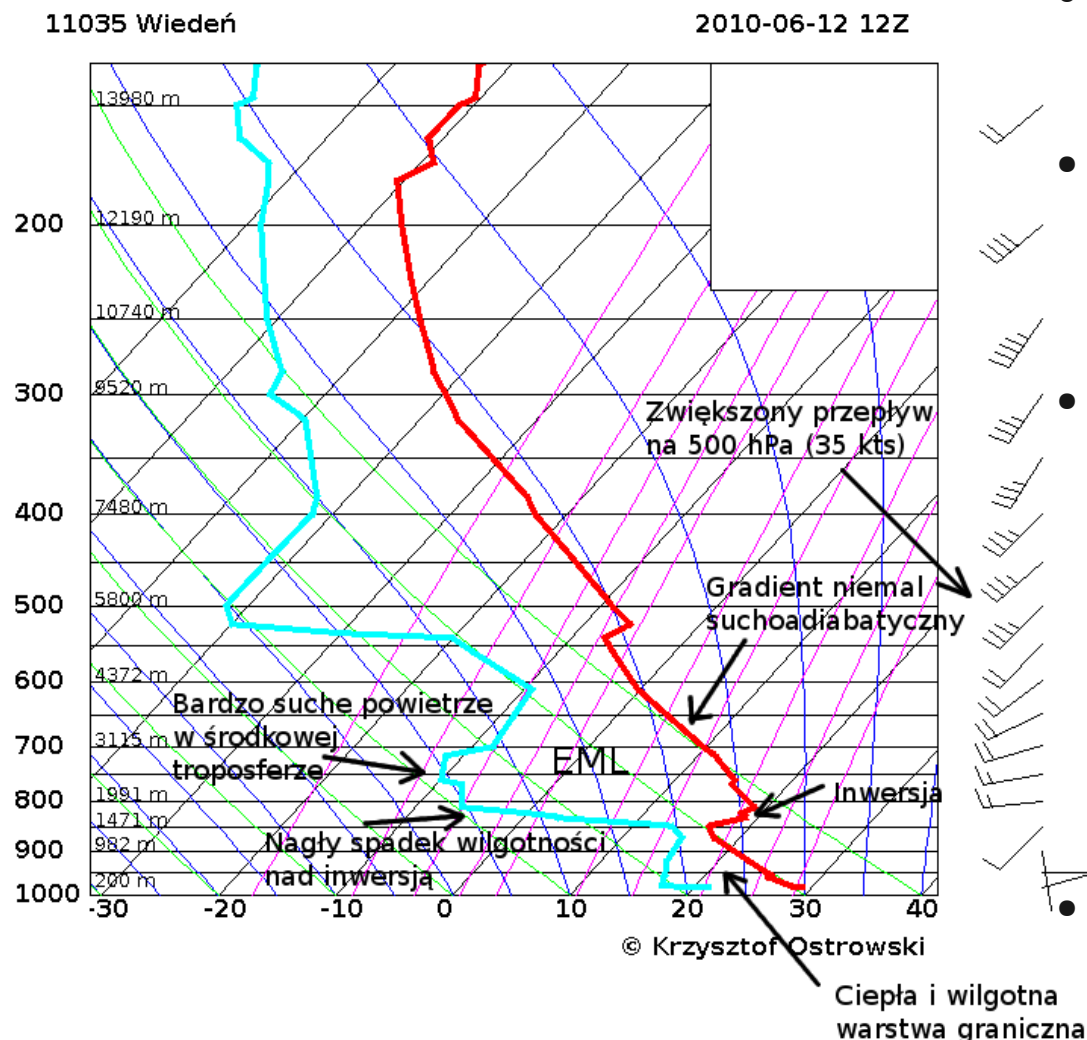
Prądy zstępujące c.d.

Generalnie silniejszym prądom zstępującym sprzyjają suche warstwy i duże pionowe gradienty temperatury w troposferze, bardzo nagrzana warstwa graniczna i duża chwiejność. Do parametrów przydatnych w ocenianiu ich potencjału należą:

- DCAPE – wartość 1000 J/kg należy uznać za dużą, wartości 500-600 J/kg są umiarkowane
- Delta theta-e – różnica pomiędzy temperaturą ekwiwalentno-potencjalną przy ziemi i najniższą w środkowej troposferze – wartości 20 i więcej sprzyjają zjawiskom *downburst*
- Cold pool strength – maksymalne ochłodzenie w czasie uderzenia prądu zstępującego, wartości 10 i więcej są znaczne
- Parametry indeksowe: Wind Index, WMSI, HMI, DMI

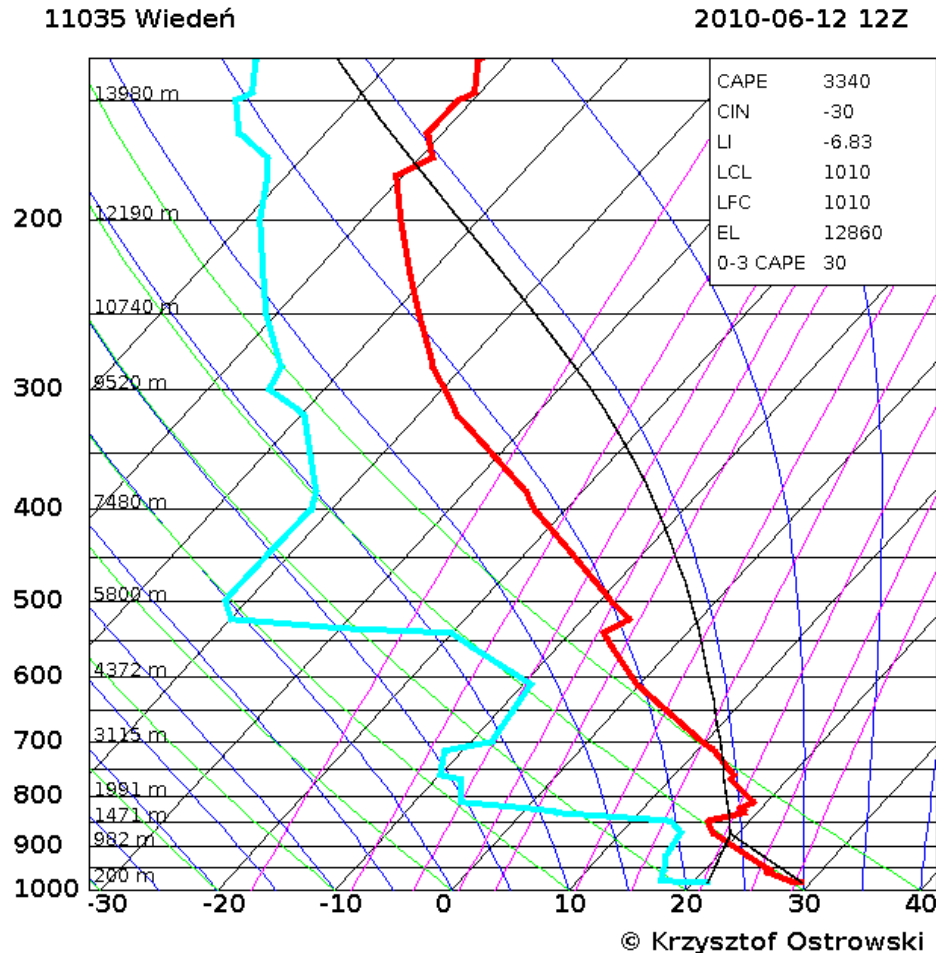
Przypadek 1

Wiedeń 12.06.2010 12 UTC



- Typowy załadowany karabin (ang. *loaded gun sounding*)
- Wilgotna i bardzo ciepła warstwa graniczna przykryta inwersją
- Powyżej inwersji bardzo duży pionowy gradient temperatury (8-9 st/km) i nagły spadek wilgotności – mamy tu uniesioną warstwę wymieszaną czyli EML (ang. *Elevated mixed layer*)
- Silniejszy przepływ powietrza w środkowej troposferze

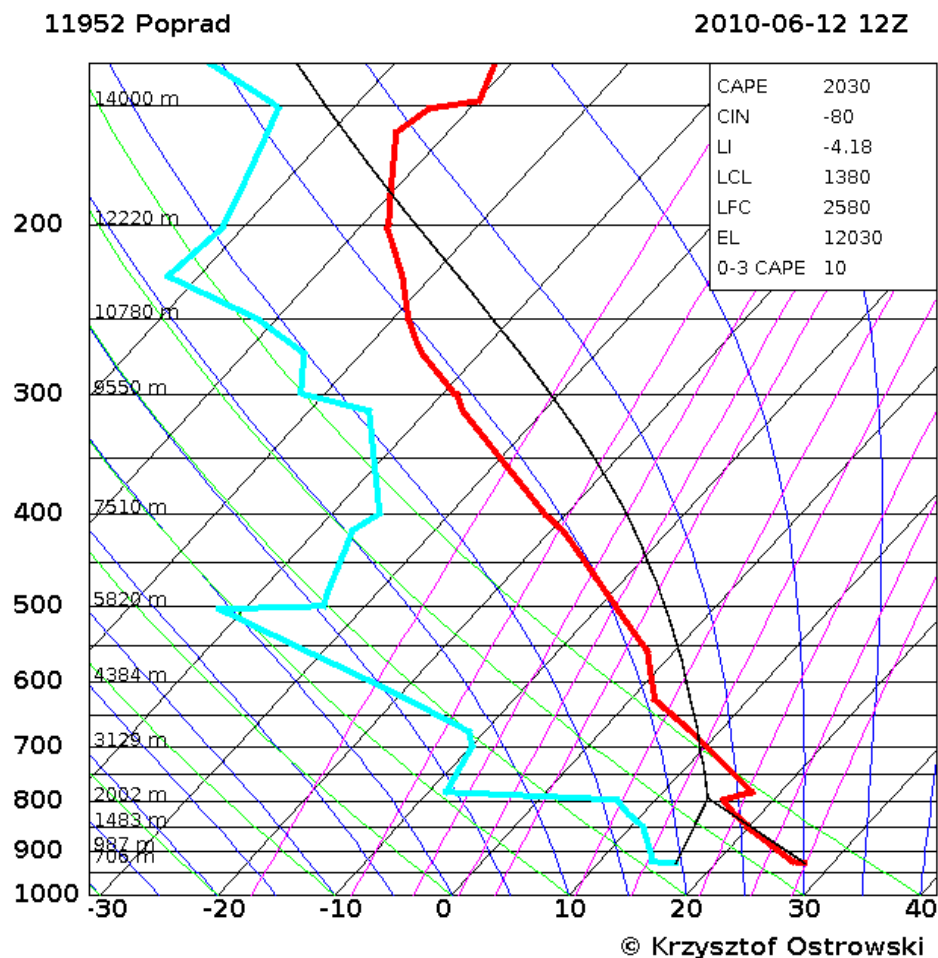
Przypadek 1 c.d.



- SBCAPE = 3340 J/kg
- ✓ • DCAPE = 1220 J/kg
- ✓ • Delta theta-e = 33 stopnie
- ✓ • DLS = 24 m/s
- ✓ • Po przebicciu się przez inwersję burze tworzą się bardzo gwałtownie uwalniając gromadzoną energię, EML znacznie zwiększa potencjał gwałtownych podmuchów wiatru
- ✓ • W rezultacie w Czechach i Austrii wystąpiły burze (głównie superkomórki) z bardzo silnymi porywami wiatru

Przypadek 2

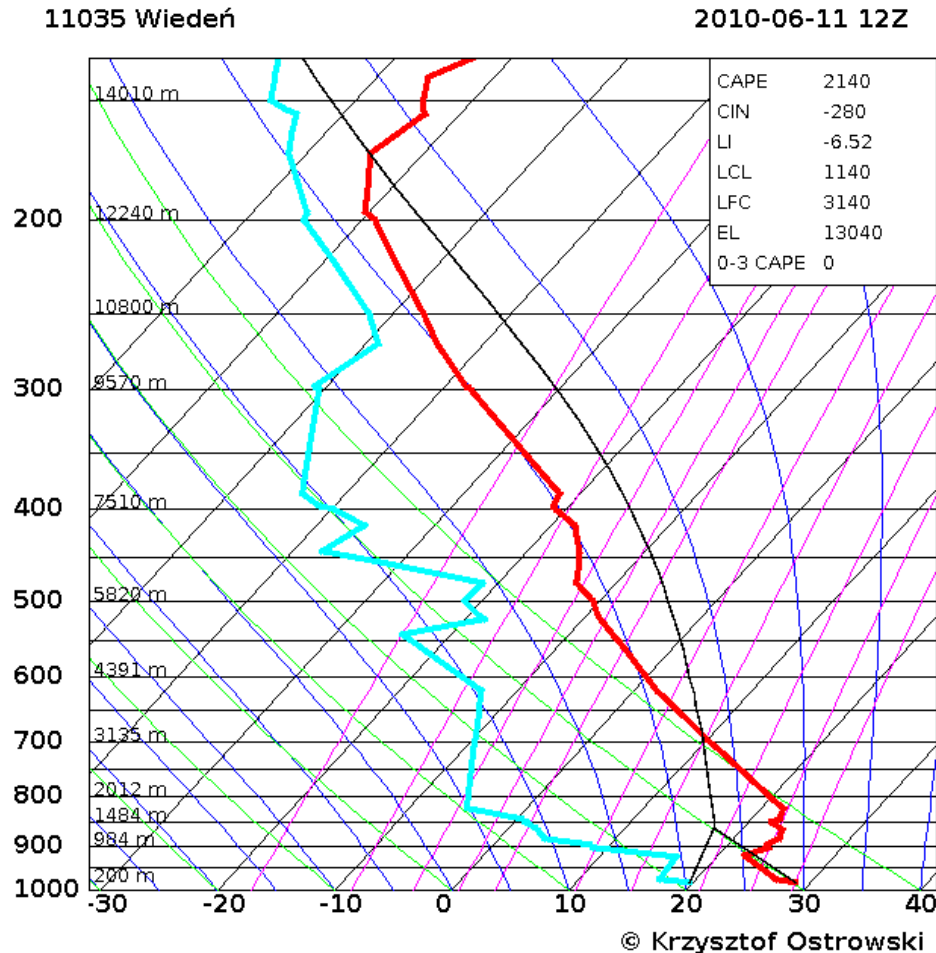
Poprad 12.06.2010 12 UTC



- Sondaż omawiany wcześniej – kolejny załadowany karabin (wilgoć na dole, inwersja, EML)
- Ten sam dzień burzowy, co przypadek 1
- W Polsce południowej po przebiciu się przez CIN nastąpił prawdziwy wybuch superkomórek z wielkim gradem i lokalnie bardzo silnym wiatrem
- W obu przypadkach (1 i 2) przebić warstwę hamującą pomógł front

Przypadek 3

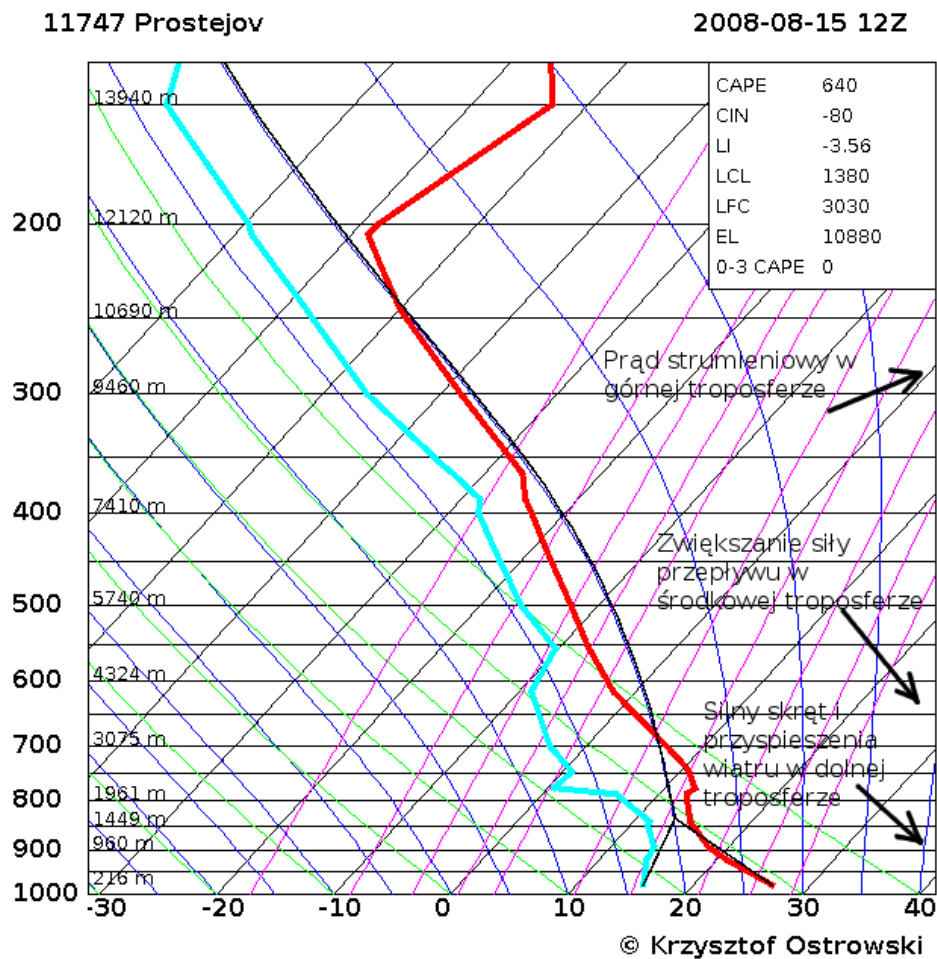
Wiedeń 11.06.2010 12 UTC



- Załadowany karabin
- Duże CAPE, duże CIN
- Brak wspomagania konwekcji (np. wyraźnego frontu)
- Efekt? Karabin w ogóle nie „odpalił”, nie było wcale burz

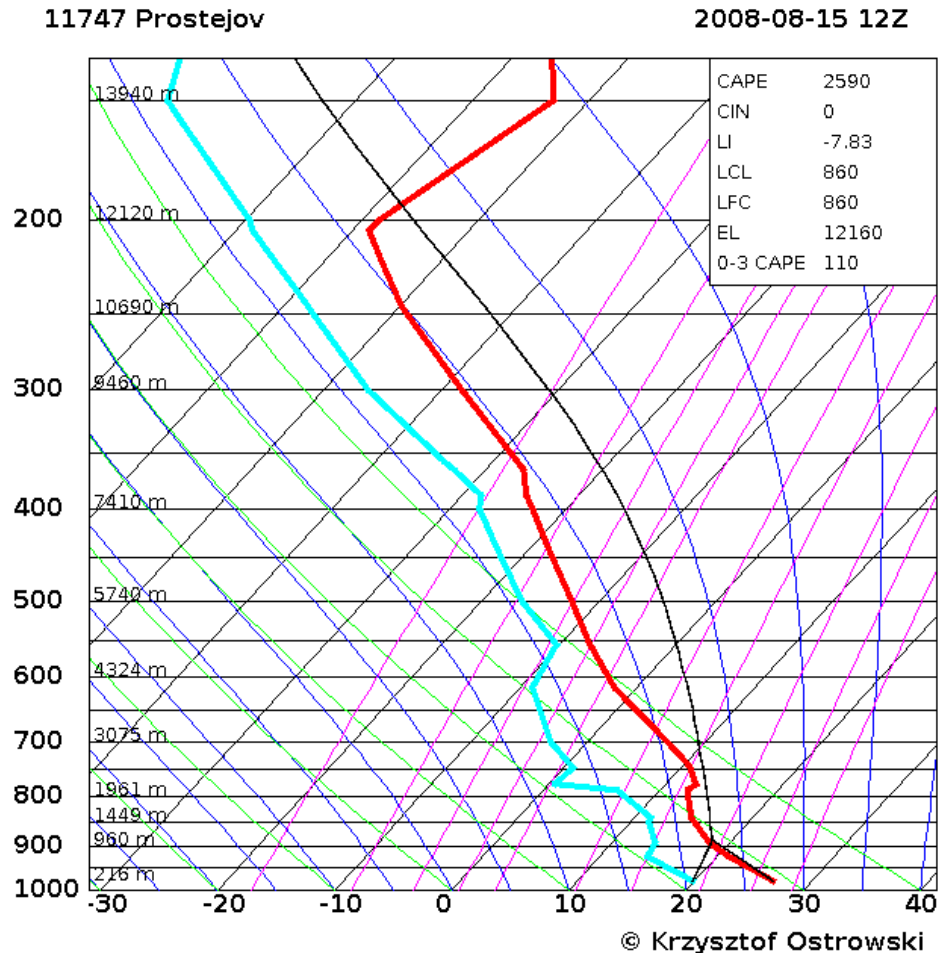
Przypadek 4

Prostejov 15.08.2008 12 UTC



- Pionowy profil wiatru doskonały dla superkomórek i tornad: bardzo silny i rosnący wraz z wysokością przepływ oraz skręt wiatru na dole
- DLS = 27 m/s
- 0-8 km shear = 35 m/s
- LLS = 9 m/s
- SRH3 = 256 m²/s²
- SRH1 = 138 m²/s²

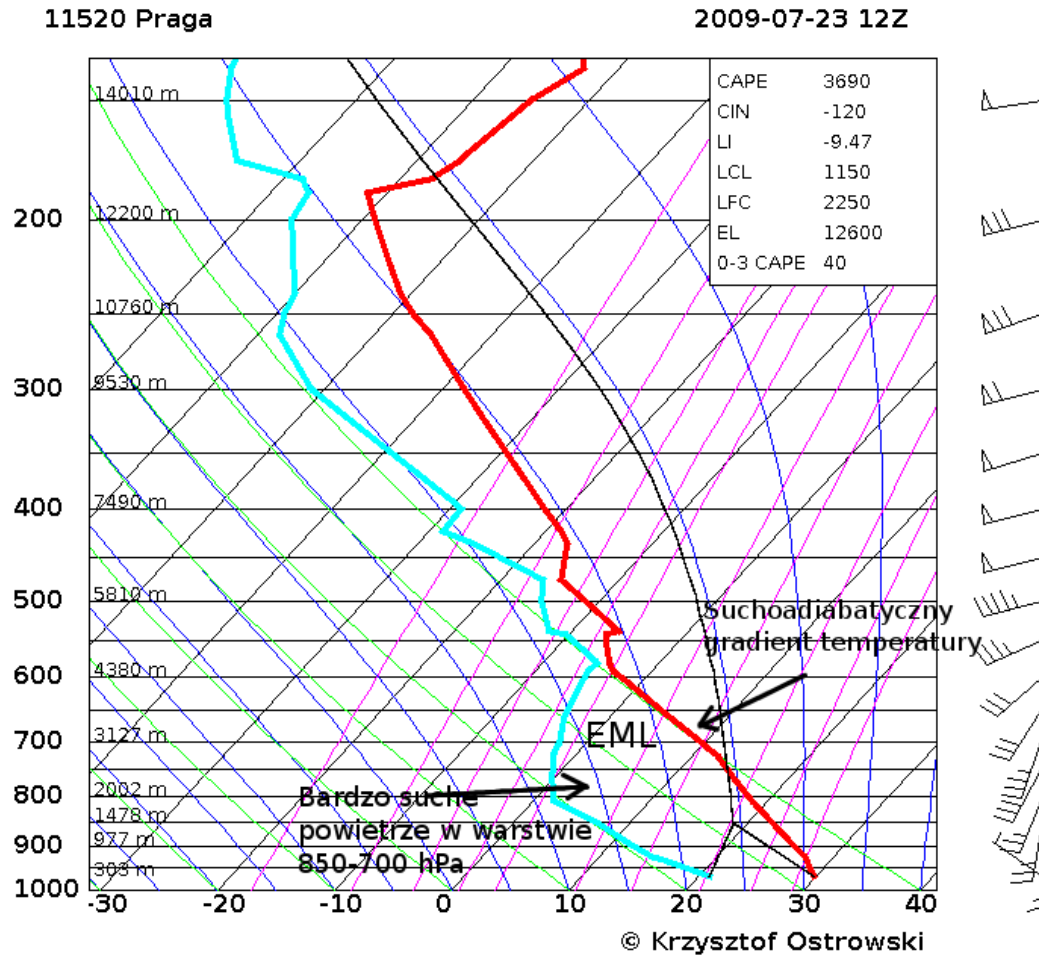
Przypadek 4 c.d.



- Chwiejność w Prostejovie była niewielka, jednak okoliczne stacje meteo (zarówno po stronie Czeskiej jak i Polskiej) notowały w tym czasie punkty rosy rzędu nawet 19-21 stopni (przy podobnych temperaturach)
- Zwiększając w Prostejovie punkt rosy do 20 stopni otrzymujemy już bardzo dużą chwiejność i dość niski LCL, co w połączeniu ze świetnymi warunkami kinematycznymi sprzyja trąbom – w efekcie w Polsce nastąpił wysyp silnych trąb powietrznych
- Cel tego wyliczenia ma tylko charakter orientacyjny – nie wiemy dokładnie jakie było CAPE, ale znamy rząd wielkości (co potwierdził sondaż z Wiednia z 12 UTC).

Przypadek 5

Praga 23.07.2009 12 UTC



- Ekstremalna chwiejność w połączeniu z dynamicznym pionowym profilem wiatru
- Bardzo duży gradient temperatur i suche powietrze powyżej warstwy granicznej (EML) faworyzuje bardzo silne porywy wiatru
- Suchsze warunki niż te z 15.08.2008 oraz obecność warstwy hamującej (wyższy LCL i LFC) ograniczały potencjał trąb powietrznych, za to sprzyjały silnym szkwałom

Przypadek 5 c.d.

Parametry wiatrowe jednoznacznie wskazują na bardzo silne prądy zstępujące:

- DCAPE = 1100 J/kg Delta theta-e = 27 stopni WMSI = 100

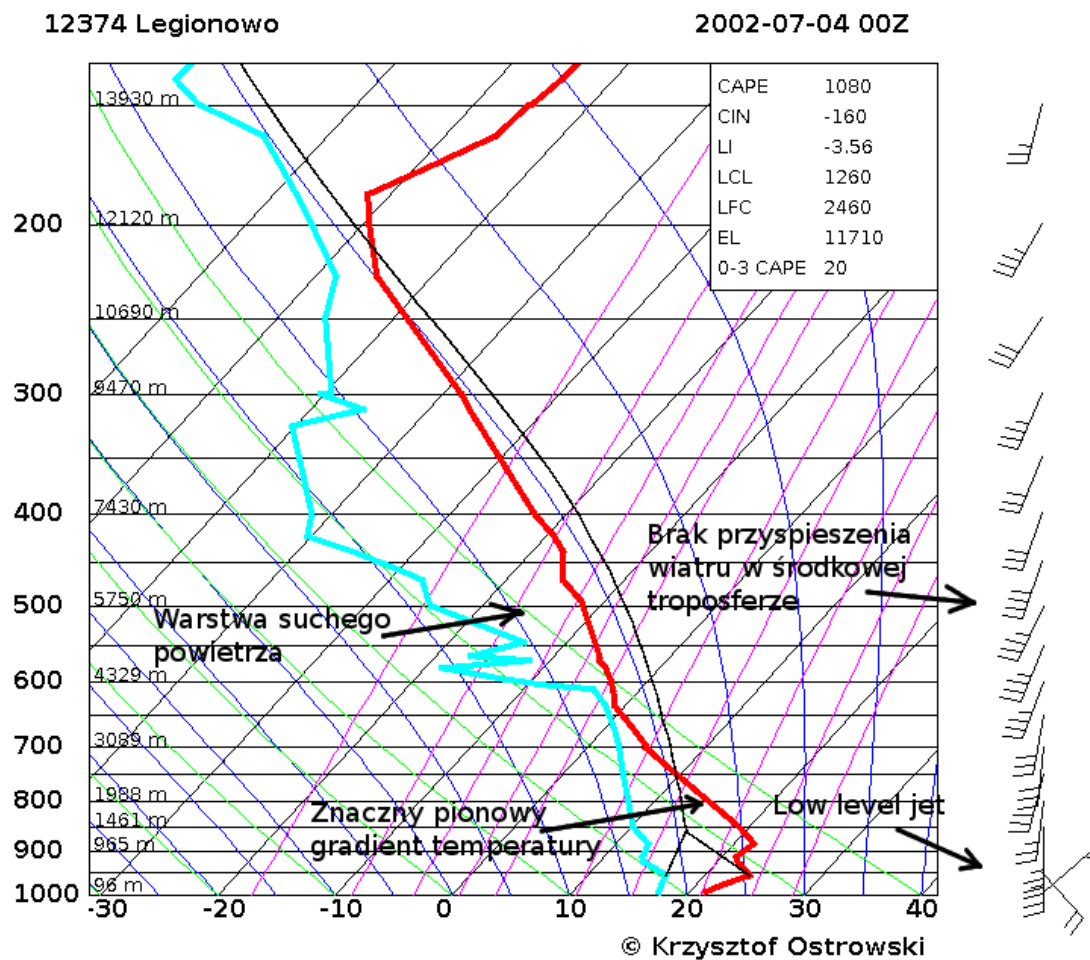
Pionowy profil wiatru w Pradze sprzyjał superkomórkom, ale również szybko poruszającym się mezoskalowym układom konwekcyjnym (ang. *forward-propagating MCS*). Poniższe wartości to potwierdzają:

- DLS = 24 m/s 0-3 km shear = 18 m/s
- Średni wiatr (0-6 km) = 15 m/s Wektor Corfidiego II = 31 m/s

W rezultacie, za sprawą zatoki niżowej, powstała linia szkwału przemieniająca się w bow echo o niszczącym potencjale wiatrowym. W Polsce i w Czechach miało miejsce derecho. Sondaż z Pragi reprezentuje wręcz wzorcowe warunki sprzyjające rozwojowi tego typu zjawisk.

Przypadek 6

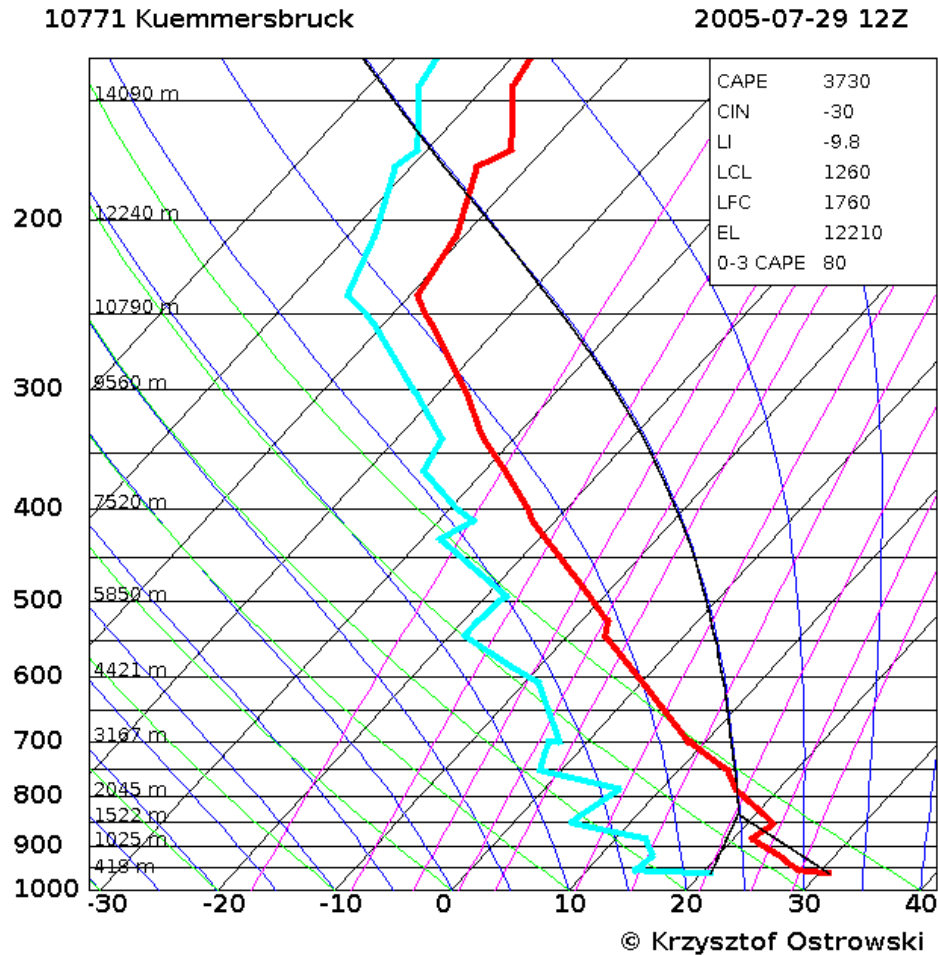
Legionowo 04.07.2002 00 UTC



- Sondaż z Legionowa wykonany 10 godzin przed nawałnicą w Puszczy Piskiej
- Bardzo duży pionowy gradient temperatury i suche powietrze powyżej 600 hPa wspomagało prądy zstępujące
- Występuje *low level jet* (przepływ niemal 20 m/s kilometr nad ziemią), który odegrał dużą rolę przy wzmocnieniu podmuchów
- Przyspieszenie wiatru ma miejsce głównie w dolnej troposferze (DLS=24 m/s, LLS=20 m/s, 0-3 km shear=18 m/s)
- Dla układów konwekcyjnych z silnym wiatrem ważne jest zwiększanie się przepływu w dolnych 3 kilometrach troposfery.

Przypadek 7

Kuemmersbruck 29.07.2005 12 UTC



- Bardzo duża chwiejność, znaczne niedosyty wilgoci w troposferze i duże pionowe gradienty temperatury
- Warunki termodynamiczne ekstremalnie dobre dla silnych prądów zstępujących: DCAPE = 1080 J/kg, Delta theta-e = 34 stopnie, WMSI = 126
- Warunki kinematyczne dość dobre (DLS = 20 m/s, 0-3 km shear = 12 m/s)
- Wieczorem w Niemczech najsilniejsze burze wiatrowe od kilku lat na skalę bliską zjawisku derecho

Dziękuję za uwagę ;)

