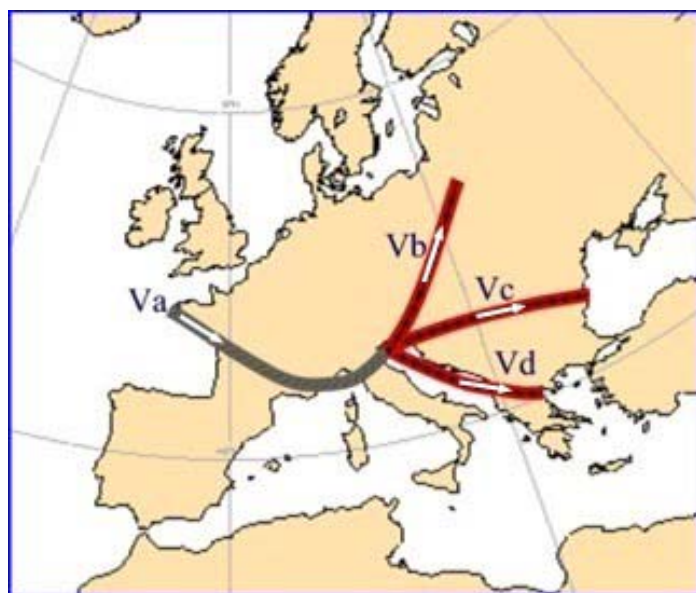


1. Vyhodnocení synoptických příčin povodně

1.1. Klasifikace cirkulačních podmínek pro vznik a vývoj silných srážek nad střední Evropou

Všeobecně pro výskyt silných srážek mají základní význam nejen polohy, vznik, vývoj a tvar tlakových útvarů, ale i směr a rychlost jejich pohybu. Dlouhodobým sledováním synoptických situací bylo potvrzeno [1, 8] několik typů, které přinášejí vydatné srážky do střední Evropy. Základní význam mají tlakové níže pohybující se, nejčastěji na jaře a v létě, po tzv. dráze Vb, která je jednou z větví dráhy Va, táhnoucí se z Biskajského do Janovského zálivu v severozápadním Středomoří. Tato třída je dále rozdělena do 3 skupin, přičemž dělicím kritériem je poloha středu řídicí tlakové výše nad Evropským kontinentem. V některých případech uzavřené jádro tlakové níže vzniká teprve v oblasti severozápadního Středomoří a odtud postupuje k severnímu Jadranu, kde se dráha rozděluje na dráhy Vb, Vc a Vd (obr. 1.1). Kromě dráhy Vb významný vliv na počasí u nás mají i tlakové níže pohybující se po dráze Vc.



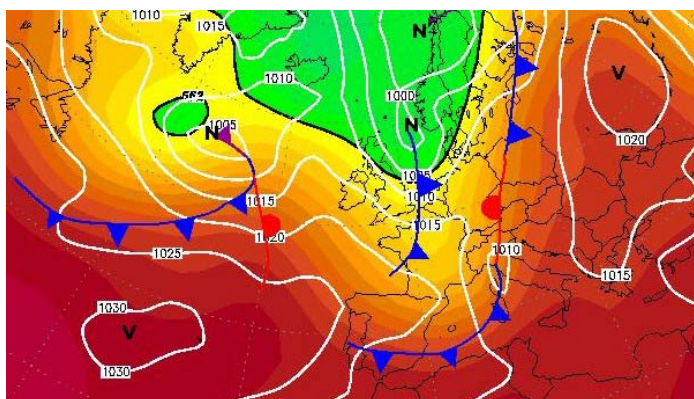
Obr. 1.1 Postup tlakových níží po dráze V, které obvykle přinášejí významné úhrny srážek do střední Evropy, podle van Bebbera, Weickmanna aj.

vždy vyloženým případem zóny, v níž se zpomalují fronty. Může se jednat o výrazné západní proudění, které svojí intenzitou a cyklonalitou způsobuje silné srážky.

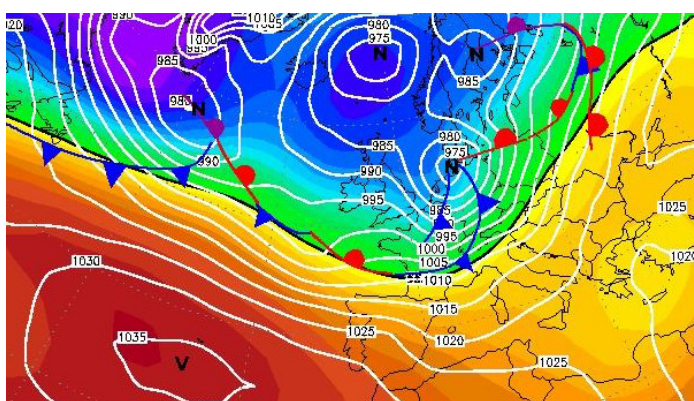
Neméně důležité pro vznik silných srážek jsou i bouřky při východním proudění v letním období (obr. 1.4). Přitom je nezbytná značná instabilita, která bývá spojena se stříhem větru do výšky alespoň 3000 m. Nutnou podmínkou je přítomnost teplého a vlhkého vzduchu ve spodních vrstvách atmosféry. Nad Skandinávií musí ležet tlaková výše, jejíž stálost polohy a intenzity může způsobit delší trvání této situace.

Posledním typem situace je výskyt výškové tlakové níže, tzv. kapka studeného vzduchu znázorněná na obr. 1.5. Jsou to situace nejméně četné a trvají obvykle 1–3 dny. Srážky bývají nefrontální a jsou většinou vázány na severovýchodní sektor výškové tlakové níže. Význačnou roli při vzniku srážek, hlavně v letním období, má labilizace zvrstvení.

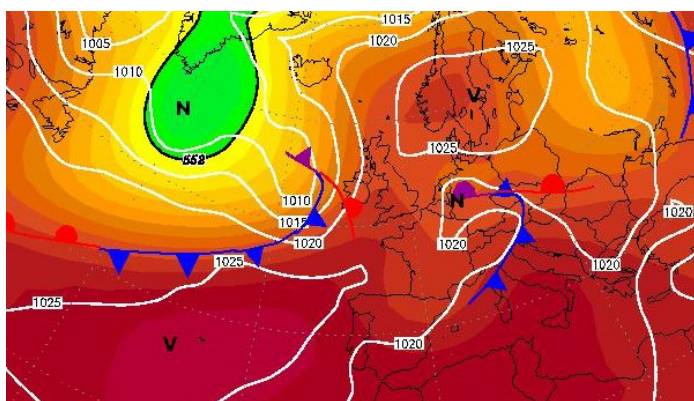
Další situace pro vznik silných srážek nad střední Evropou nastává při zpomalující se atmosférické frontě ležící delší dobu nad stejnou oblastí. Uvedené fronty se velmi často vlní. Jedná se o "normální" západní situace s výrazným prouděním mezi 50° a 60° s. š. a také o západní situace s jižní drahou poruch. První skupina je charakterizována výrazným zonálním prouděním od východního pobřeží Kanady až po Ural, v němž je nad Severním mořem výrazná brázda nízkého tlaku vzduchu (obr. 1.2). Druhá skupina je charakterizována obdobně, avšak nad Skandinávií leží brázdy, které posouvají výrazný západní přenos k jihu (obr. 1.3). První skupina není



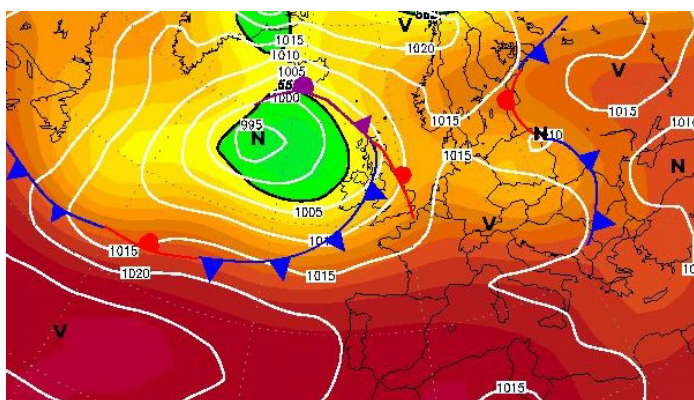
Obr. 1.2 Situace se západním prouděním, přičemž se studená fronta nad střední Evropou vlní.



Obr. 1.3 Situace s výrazným západním prouděním a posunutím přenosu k jihu.



Obr. 1.4 Situace s východním prouděním doprovázeným bouřkami



Obr. 1.5 Výšková tlaková níže (kapka studeného vzduchu) nad střední Evropou.

1.2. Synoptický rozbor povětrnostních situací v létě 2002 vedoucích k srpnovým povodním v ČR

Cirkulace v letních měsících roku 2002 (červen, červenec, srpen) měla v oblasti Evropa – Atlantik výrazně meridionální charakter; zonální období, pokud se vyskytla, byla poměrně krátká. Nad severní Evropou se obnovovaly tlakové výše, a v důsledku toho byla frontální zóna často stlačená až na Středomoří. Jednotlivé tlakové níže a frontální systémy, které postupovaly již zmíněnou jižní drahou přes Středomoří do střední Evropy, s sebou přinášely neobvykle vydatné srážky.

Abnormálně vydatné srážky ve Středomoří se vyskytovaly ve všech letních měsících, v červnu dosahovaly v západním Středomoří 300 % normálu, v červenci byla místa s 300 % normálu v celém Středomoří a nejvydatnější srážky v oblasti Středozemního moře byly v srpnu, kdy na západním pobřeží Řecka bylo dosaženo až 500 % normálu. Podobně extrémně nadprůměrné srážky spadly i na některých místech Čech, zejména na jihu území.

Opakovaný příliv tropického vzduchu od jihu způsobil ve východní a v srpnu i v severní Evropě silně nadnormální teploty s odchylkou kolem 4 °C nad měsíčním dlouhodobým normálem. V červenci se silně nadnormální teploty vyskytovaly od Černého moře až nad moskevskou oblast, v srpnu ve Skandinávii, Pobaltí, v Polsku a severním Německu. Ve středním Švédsku přesahovala průměrná měsíční teplota normál o více než 5 °C.

Pro letošní léto typická meridionální situace se vytvořila již v první dekádě června, kdy nad severní Evropou panovala oblast vysokého tlaku vzduchu a ze západního Středomoří postupovala do střední Evropy tlaková níže spolu s frontálním systémem. Podobná situace se vytvořila i v druhé dekádě července; tentokrát postupovala tlaková níže se svým frontálním systémem z centrálního Středomoří do střední Evropy. V srpnu, kdy byla cirkulace v oblasti Atlantik – Evropa téměř výhradně meridionální, se v první polovině srpna opakovala povětrnostní situace, charakterizovaná vysokým tlakem nad severní Evropou a postupem tlakové níže ze Středomoří do střední Evropy, hned dvakrát. Byla příčinou vydatných srážek a vzhledem k tomu, že tlakové níže postupovaly za sebou v poměrně krátkém časovém odstupu, způsobily ve střední Evropě katastrofální povodně.

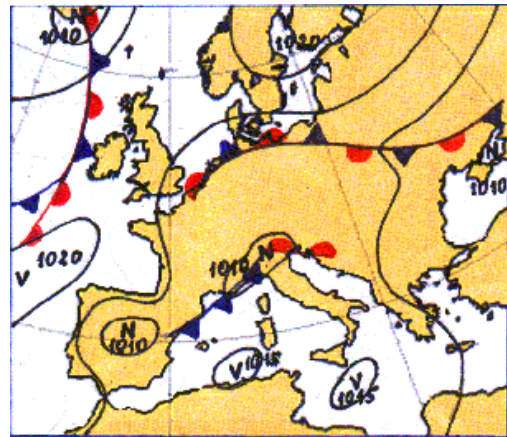
Pro synoptické vyhodnocení obou situací byly použity mapy přízemního tlakového pole v termínech 00, 06, 12, 18 UTC pro oblast Atlantik – Evropa (1:15 000 000), mapy AT v hladině 500 hPa, AT a teplota v hladině 850 hPa z termínů 00 a 12 UTC (1:15 000 000), data z přízemních pozorování synoptických stanic na území České republiky po hodině. Pro sledování pohybu oblačných a srážkových útvarů byly použity radarové a družicové snímky.

1.2.1. První vlna srážek od 6. do 8. srpna 2002

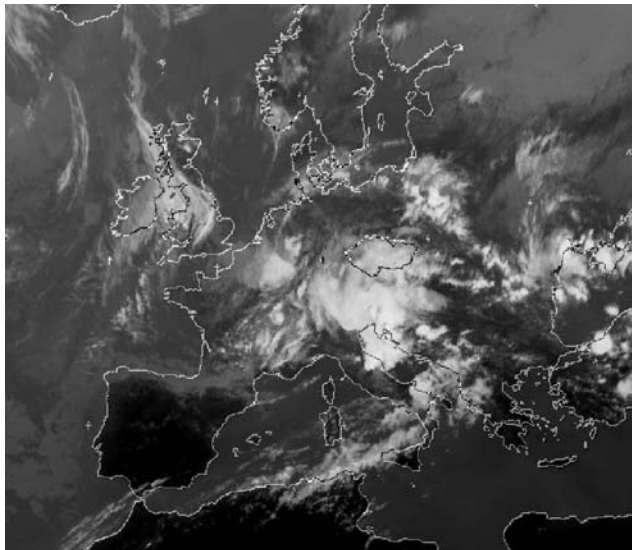
Koncem července se nad západní Evropou vytvořila tlaková níže, která v oblasti kanálu La Manche setrvala až do 5. srpna. Zatímco se v přízemním tlakovém poli zvolna vyplňovala, ve vyšších vrstvách atmosféry byla velmi dobře vyjádřená, což lze dokumentovat například v hladině 500 hPa. Frontální zóna, vyjádřená zesíleným prouděním v hladině 500 hPa, probíhala z Pyrenejského poloostrova přes Středomoří k východu. V hladině 850 hPa byla tato zóna vyjádřená výrazným teplotním kontrastem mezi tropickým vzduchem na jihu, jeho teplota dosahovala nad severní Afrikou až 28 °C a chladným vzduchem na severu, kde v oblasti řídicí tlakové níže nad západní Evropou byly teploty kolem 7 °C. Na snímku geostacionární družice Meteosat však ještě ráno 5. srpna nebyla zřetelná v oblasti středomořské frontální zóny žádná výrazná frontální oblačnost. Ve vchodu do frontální zóny v oblasti Francie se během denních hodin 5. srpna v procesu frontogeneze zvýraznil teplotní kontrast, který se projevil vznikem frontální oblačnosti zpočátku vrstevnaté, během odpoledne



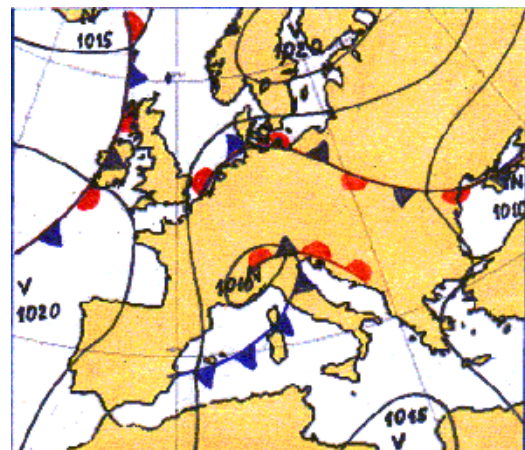
Obr. 1.6 Infračervený snímek geostacionární družice Meteosat z 5. srpna 18:00 UTC.



Obr. 1.7 Přízemní mapa z 5. srpna 18:00 UTC.



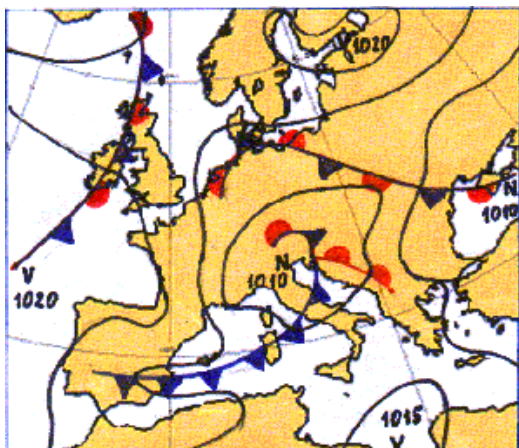
Obr. 1.8 Infračervený snímek geostacionární družice Meteosat ze 6. srpna 12:30 UTC.



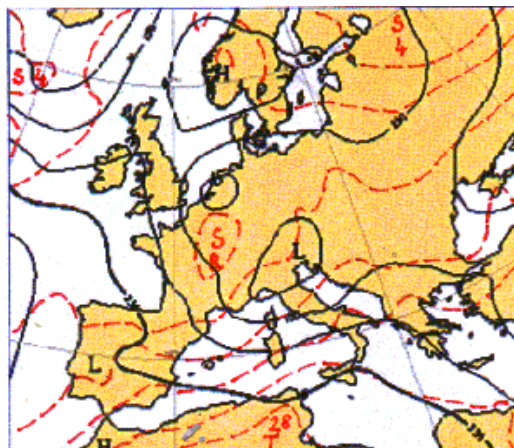
Obr. 1.9 Přízemní mapa ze 6. srpna 06:00 UTC.

pak i mohutné konvektivní, podél linie vznikající přízemní fronty (obr. 1.6). Stejnou situaci dokumentuje i mapa přízemního tlakového pole (obr. 1.7).

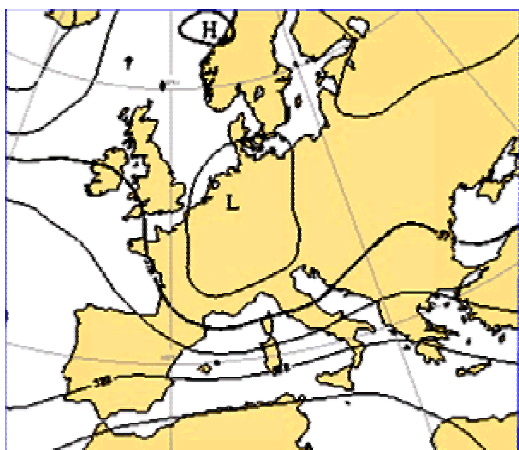
Na frontě se vytvořila vlna, která spolu s mělkou tlakovou níží postupovala k severovýchodu a do ranních hodin 6. srpna dorazila nad Pádeskou nížinu. V tu dobu začínala frontální vlna okludovat, což je možné pozorovat na obr. 1.8. Na obr. 1.9. se 6. srpna 2002 vytvořil samostatný střed tlakové níže i v hladině 850 hPa a v hladině 500 hPa se dále prohlubovala brázda nízkého tlaku vzduchu (obr. 1.10, 1.11, 1.12). Při dalším postupu k severovýchodu se prohlubovala i přízemní tlaková níže, oblačný systém mohutněl a srážky zesilovaly. V noci ze 6. na 7. srpna byla tlaková níže nad východními Alpami zřetelná i v hladině 500 hPa. Polohu přízemní i výškové tlakové níže vidíme na obr. 1.13, 1.14 a 1.15. Výrazné srážkové pásmo, postupující přes severní Itálii nad Bavorsko a Rakousko, začalo



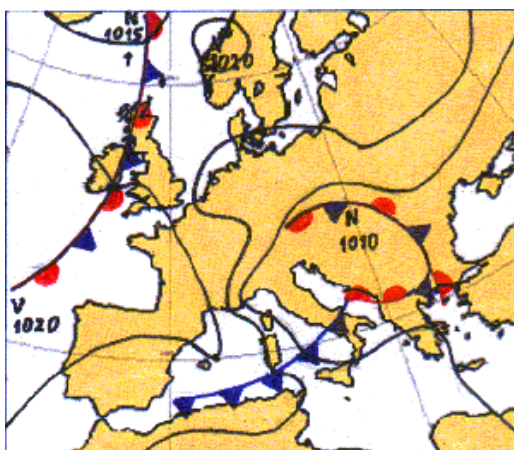
Obr. 1.10 Přízemní mapa ze 6. srpna 12:00 UTC.



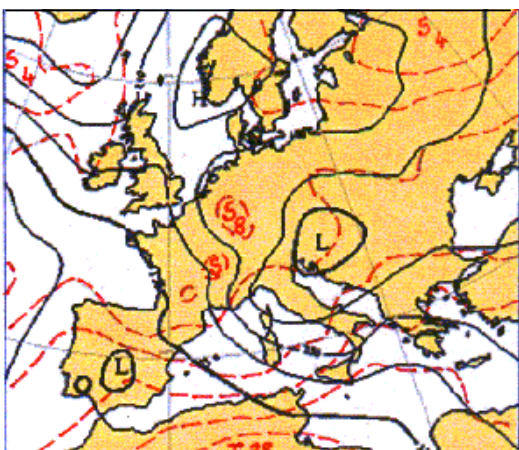
Obr. 1.11 Mapa hladiny 850 hPa ze 6. srpna 12:00 UTC.



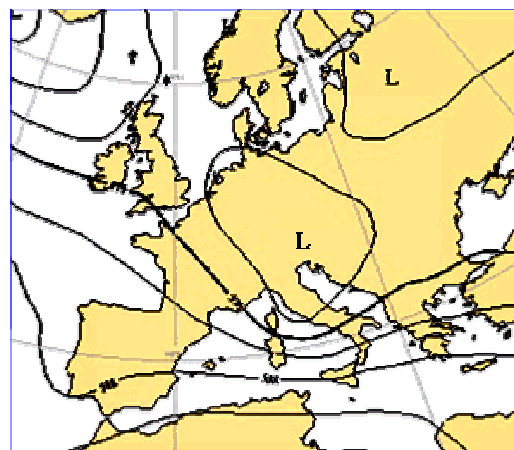
Obr. 1.12 Mapa hladiny 500 hPa ze 6. srpna 12:00 UTC.



Obr. 1.13 Přízemní mapa ze 7. srpna 00:00 UTC.



Obr. 1.14 Mapa hladiny 850 hPa ze 7. srpna 00:00 UTC.

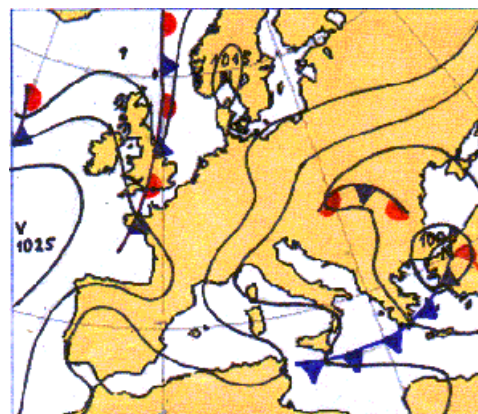


Obr. 1.15 Mapa hladiny 500 hPa ze 7. srpna 00:00 UTC.

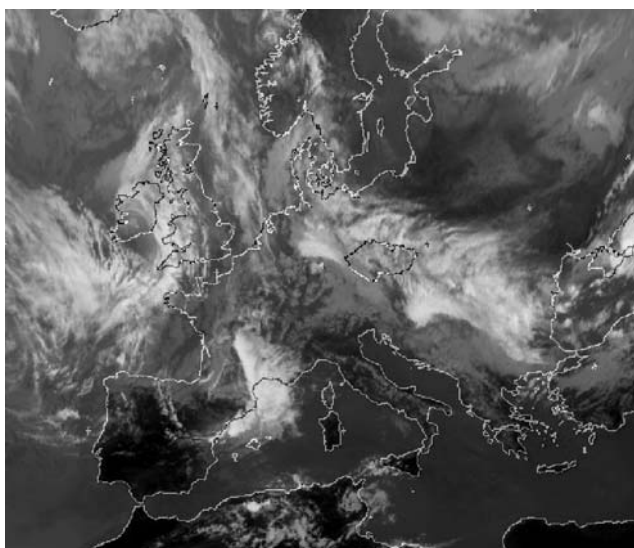
ovlivňovat již v odpoledních hodinách 6. srpna vydatným trvalým deštěm a místy i přivalovými srážkami jižní Čechy.



Obr. 1.16 Infračervený snímek geo-stacionární družice Meteosat ze 7. srpna 00:00 UTC.



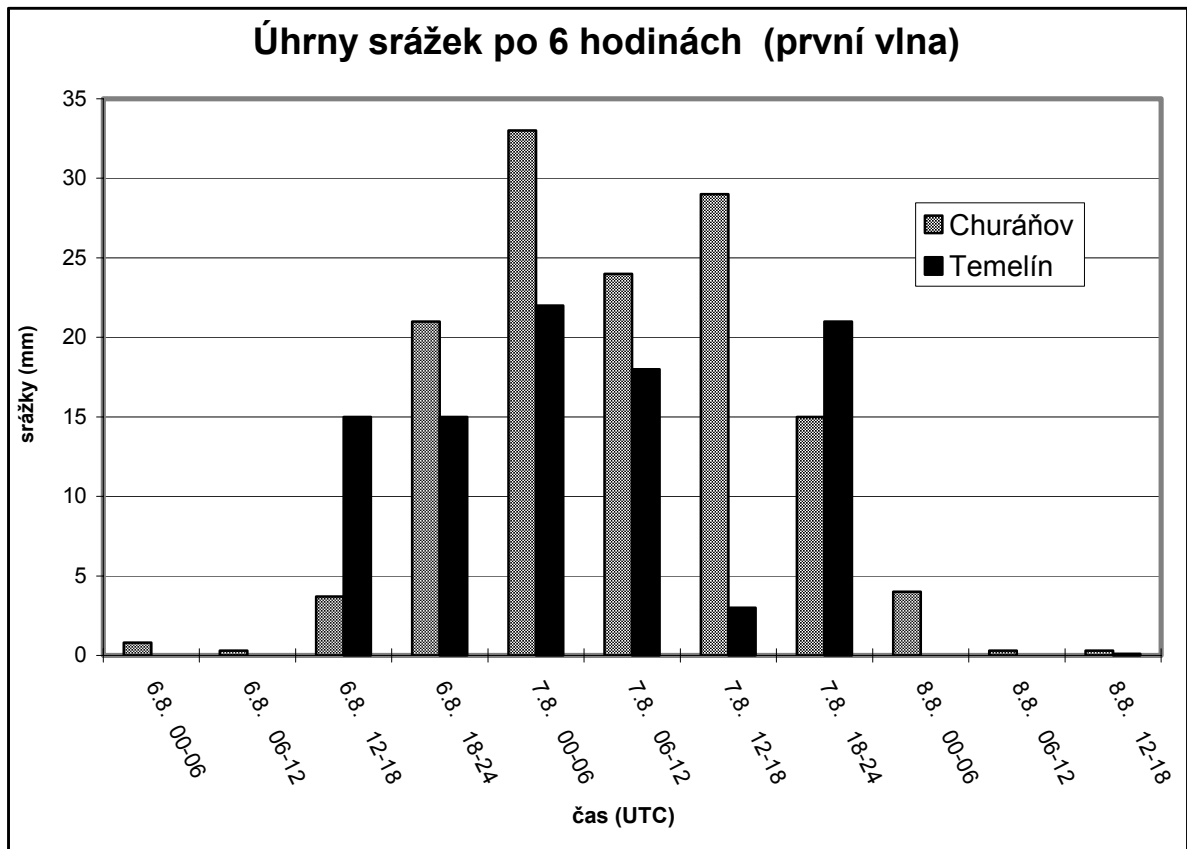
Obr. 1.17 Přízemní mapa ze 7. srpna 18:00 UTC.



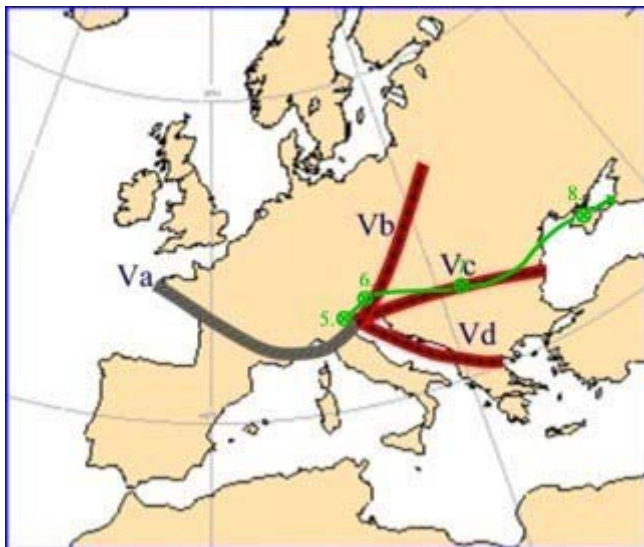
Obr. 1.18 Infračervený snímek geo-stacionární družice Meteosat z 8. srpna. 12:00 UTC.

7. srpna frontální systém dále okludoval a jeho srážkové pásmo stále zasahovalo zejména jižní Čechy. Déšť byl navíc orograficky zesílen návětrným efektem, který se projevil při severovýchodním proudění zejména na návětrné straně Šumavy a Novohradských hor (obr. 1.16). Okluzní fronta spolu se srážkovým pásmem zůstávala během 7. srpna nad jižními Čechami téměř bez pohybu, během odpoledních a večerních hodin 7. srpna se začala tlaková níže přesouvat k jihovýchodu (obr. 1.17), přes Balkán nad západní Turecko a její postup byl patrný i v hladinách 850 a 500 hPa. Slábnutí srážkové činnosti je dokumentováno na obr. 1.18, kde je patrné i slábnutí frontální oblačnosti.

Čtyřiadvacetihodinové srážkové úhrny za 6. a 7. srpna jsou uvedeny na obr. 2.2. a 2.3 v kap. 2. Nejvyšší srážkový úhrn za 7. srpen byl zaznamenán v Pohorské Vsi v Novohradských horách, a to 180,5 mm. Časový průběh srážek od 6. do 8. srpna na dvou vybraných stanicích Churáňov a Temelín je uveden na obr. 1.19. Postup středu tlakové níže v přízemní hladině dokládá obr. 1.20.



Obr. 1.19 Průběh srážek po 6 hodinách na stanicích Churáňov a Temelín.



Obr. 1.20 Postup středu tlakové níže v průběhu první vlny srážek.

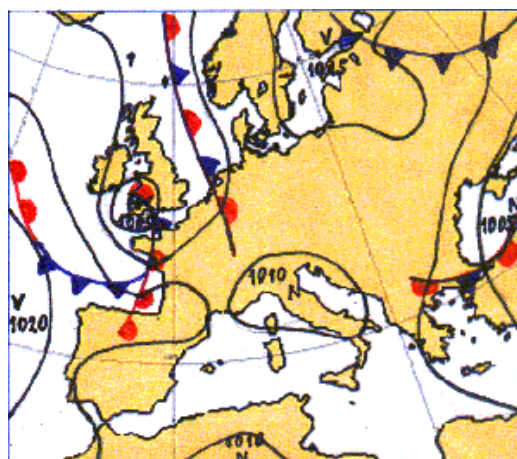
1.2.2. Druhá vlna srážek od 11. do 13. srpna 2002

Zatímco tlaková níže spolu se svým frontálním systémem 7. srpna opouštěla střední Evropu, přes východní Atlantik postupovala k východu další tlaková níže s frontálním systémem a 8. srpna v poledních hodinách byla nad Irskem. 9. srpna o půlnoci byl střed tlakové níže nad jihozápadní Anglií a částečně okludovaný frontální systém s ní spojený ležel nad západní Francií a Biskajským zálivem (obr. 1.21). Polohu tlakové níže s frontálním systémem dokumentuje mapa přízemního tlakového pole na obr. 1.22, střed tlakové níže byl dobře vyjádřen i v hladině 850 hPa. Vzduch v teplém sektoru frontálního systému této tlakové níže měl teplotu kolem 10 °C, v týlu tlakové níže za studenou frontou klesala teplota vzduchu nad Skotskem až na 1 °C. V oblasti Středomoří trval teplotní kontrast mezi tropickým vzduchem na jihu s teplotami nad 20 °C a chladnějším vzduchem na severu s teplotami kolem 11 °C. V hladině 500 hPa byla výrazná brázda nízkého tlaku vzduchu s osou nad Britskými ostrovy a bylo stále patrné zesílené západní proudění podél frontální zóny nad Středozemním mořem.

V noci na 10. srpna postupoval zmíněný frontální systém již přes západní Středomoří. Nad teplým povrchem Středozemního moře zmohtněla jeho oblačnost a v blízkosti okluzního bodu v oblasti Baleárských ostrovů se vytvořila mohutná konvektivní oblačnost (obr. 1.23). Tlaková níže, která zpomalila svůj postup, se posunula do oblasti mezi Anglií a Belgií nad jižní část Severního moře (obr. 1.24). V hladině 850 hPa (obr. 1.25) ležel její střed nad průlivem La Manche. Teplota vzduchu v teplém sektoru vzrostla na hodnoty 15° až 20 °C, a studený vzduch za studenou frontou s teplotou 6 °C pronikl až nad jižní Francii. V hladině 500 hPa (obr. 1.26) zasahovala výrazná brázda nízkého tlaku vzduchu nad západní Středomoří a v oblasti La Manche se začal vytvářet samostatný střed nízkého tlaku vzduchu. Do večera 10. srpna postoupil frontální systém nad Itálií a vytvořila se na něm nová tlaková níže nad Janovským zálivem. Z této níže směrem k severu zasahovalo další frontální rozhraní mezi teplejším vzduchem na východě a chladnějším na západě. Toto rozhraní bylo původně okluzní frontou přecházejícího frontálního systému.



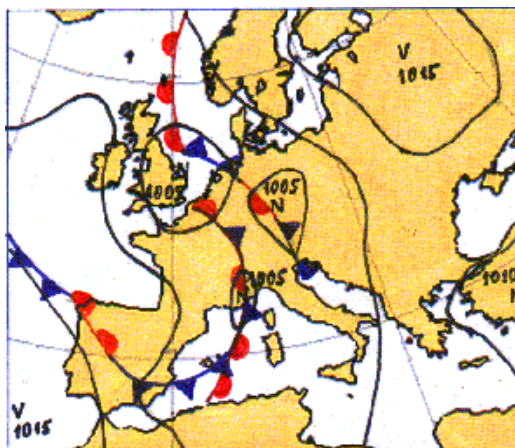
Obr. 1.21 Infračervený snímek geostacionární družice Meteosat z 9. srpna 00:00 UTC.



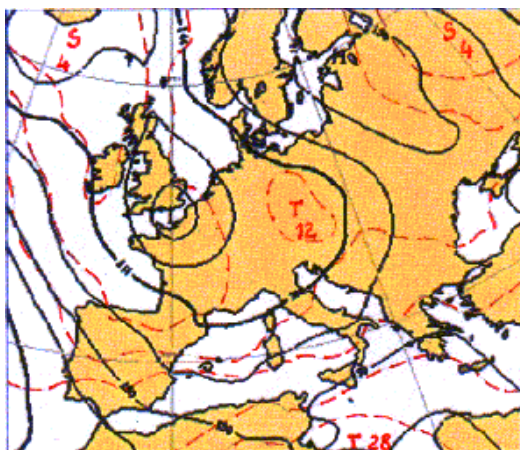
Obr. 1.22 Přízemní mapa 9. srpna 00:00 UTC.



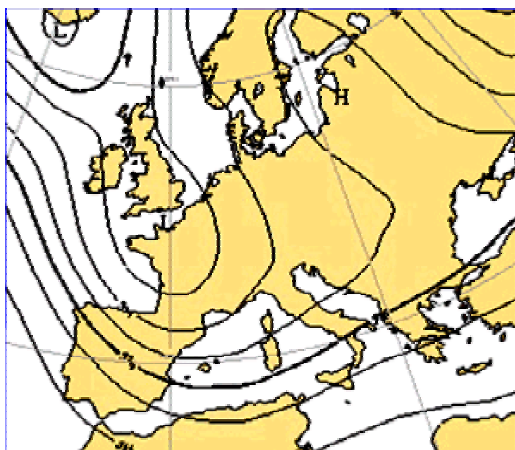
Obr. 1.23 Infračervený snímek geostacionární družice Meteosat z 10. srpna 00:00 UTC.



Obr. 1.24 Přízemní mapa z 10. srpna 00:00 UTC.

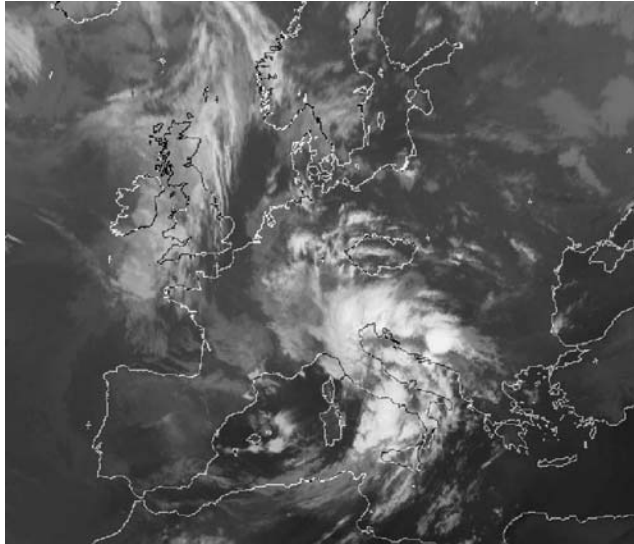


Obr. 1.25 Mapa hladiny 850 hPa z 10. srpna 00:00 UTC.

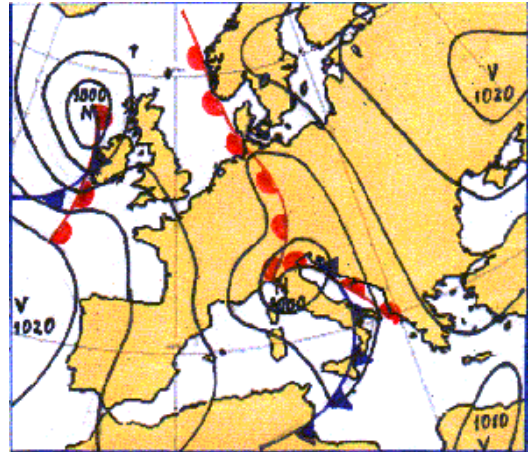


Obr. 1.26 Mapa hladiny 500 hPa z 10. srpna 00:00 UTC.

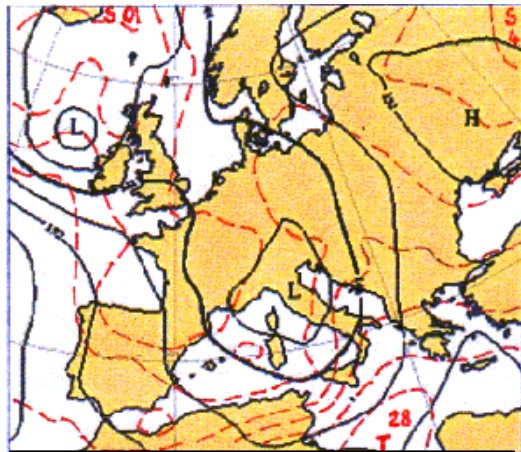
Dne 11. srpna měla prohlubující se tlaková níže střed nad severní Itálií a její oblačný systém se začal zřetelně spirálovitě stáčet (obr. 1.27); stejnou situaci lze vidět na mapě přízemního tlakového pole z téhož termínu na obr. 1.28. V hladině 850 hPa byl ještě patrný vyplňující se střed tlakové níže nad průlivem La Manche, ale současně vznikl již nový střed nad Páderskou nížinou. Teplotní kontrast na frontálním systému zesílil (obr. 1.29). V hladině 500 hPa i ve vyšších hladinách troposféry byla dobře vyjádřená tlaková níže se středem nad západními Alpami (obr. 1.30 a 1.31). Během 11. srpna postupovala tlaková níže zvolna k severovýchodu, později až k severu, v důsledku blokující tlakové výše nad východní Evropou. Okluzní fronta, spojená s uvedenou tlakovou níží, se od jihu až jihovýchodu přibližovala k území České republiky a o půlnoci na 12. srpna již ležela nad Českomoravskou vrchovinou. Její srážková oblast začala ovlivňovat území ČR v poledních hodinách 11. srpna (obr. 1.32 a 1.33) a rozšiřovala se postupně k severozápadu. Intenzita trvalých srážek byla mimořádně silná, ojediněle se vyskytly i bouřky.



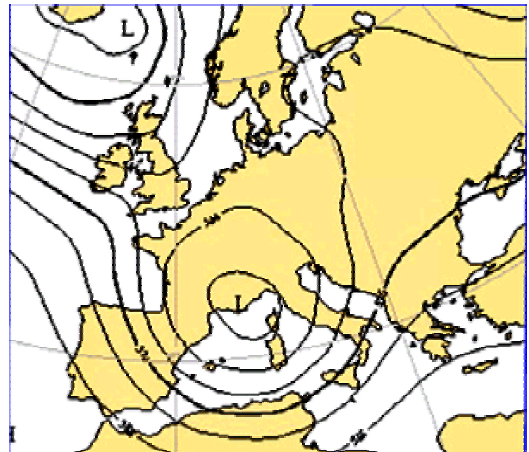
Obr. 1.27 Infračervený snímek geostacionární družice Meteosat z 11. srpna 00:00 UTC.



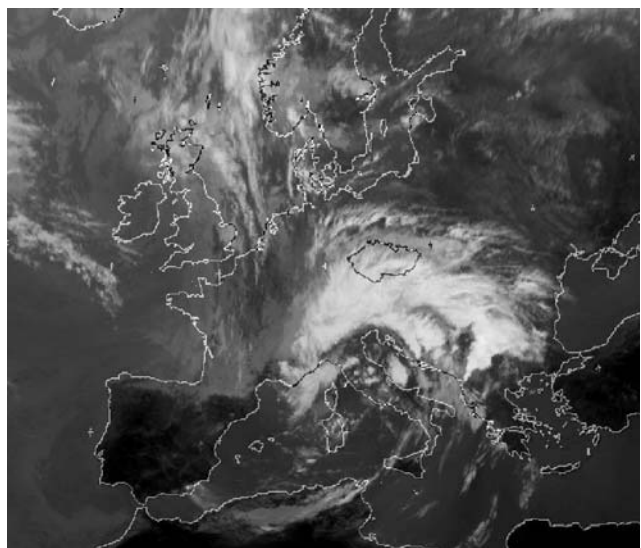
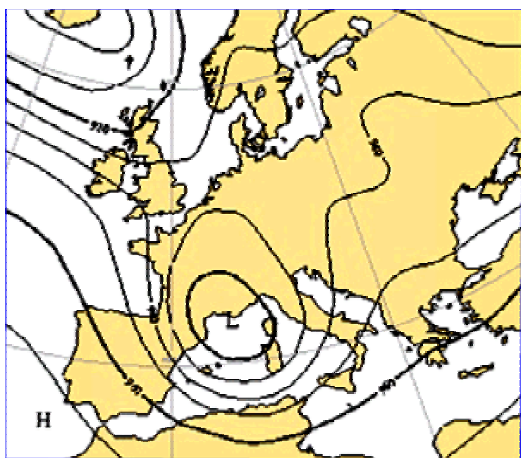
Obr. 1.28 Přízemní mapa z 11. srpna 00:00 UTC.



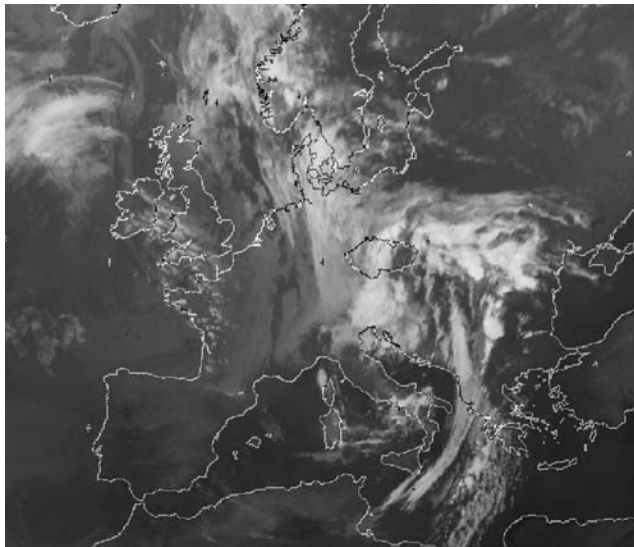
Obr. 1.29 Mapa hladiny 850 hPa z 11. srpna z 00:00 UTC.



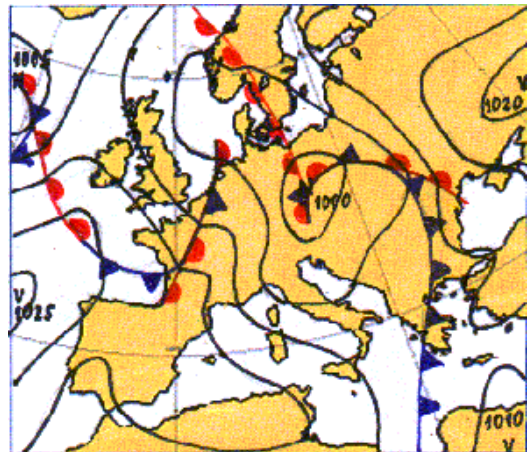
Obr. 1.30 Mapa hladiny 500 hPa z 11. srpna 00:00 UTC.



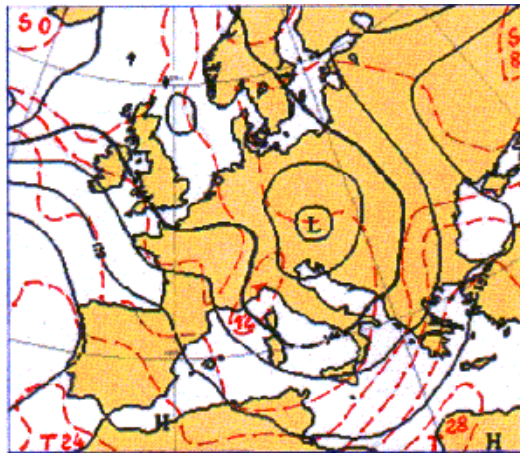
Obr. 1.32 Infračervený snímek geostacionární družice Meteosat z 11. srpna 12:00 UTC.



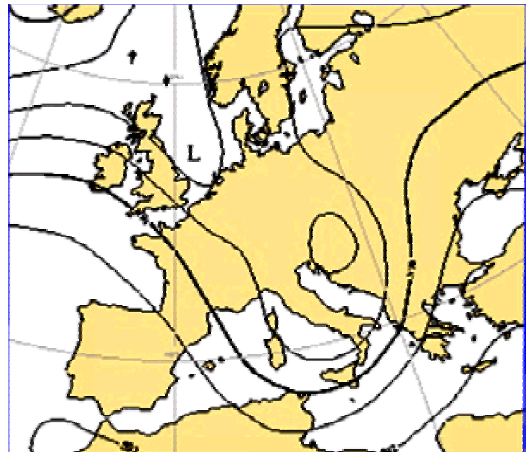
Obr. 1.33 Infračervený snímek geostacionární družice Meteosat z 12. srpna 00:00 UTC.



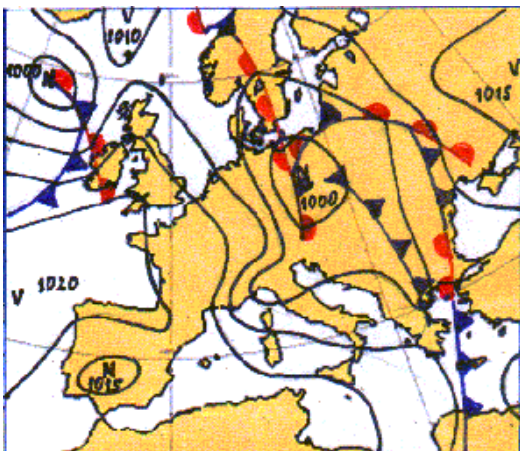
Obr. 1.34 Přízemní mapa z 12. srpna 00:00 UTC.



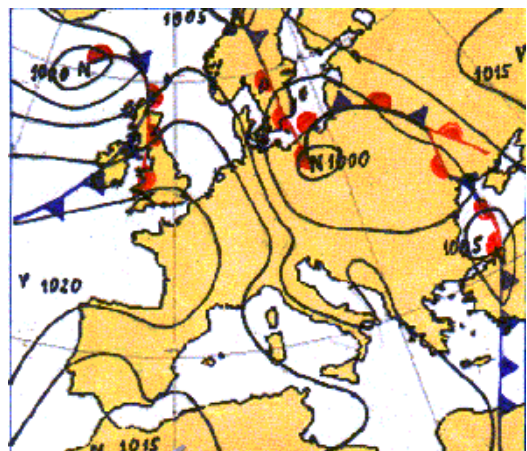
Obr. 1.35 Mapa hladiny 850 hPa z 12. srpna 00:00 UTC.



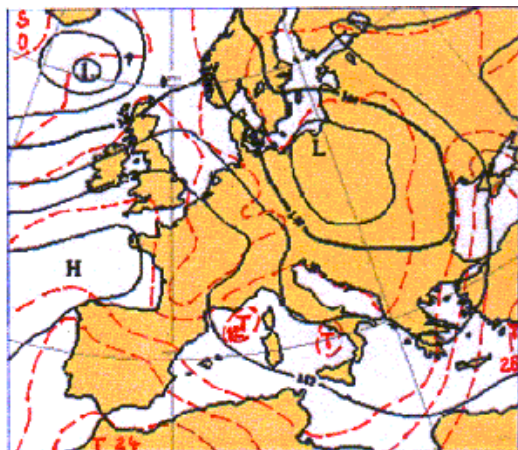
Obr. 1.36 Mapa hladiny 500 hPa z 12. srpna 00:00 UTC.



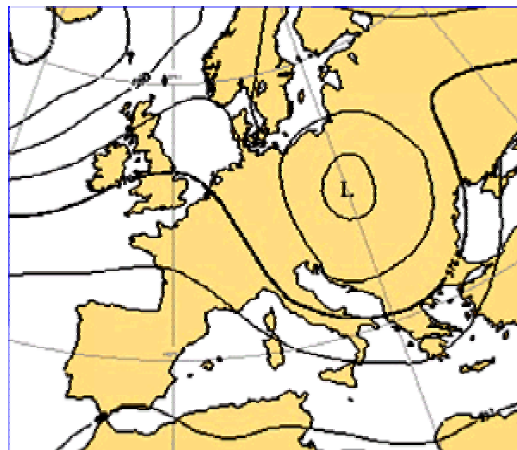
Obr. 1.37 Přízemní mapa z 12. srpna 12:00 UTC.



Obr. 1.38 Přízemní mapa ze 13. srpna 00:00 UTC.



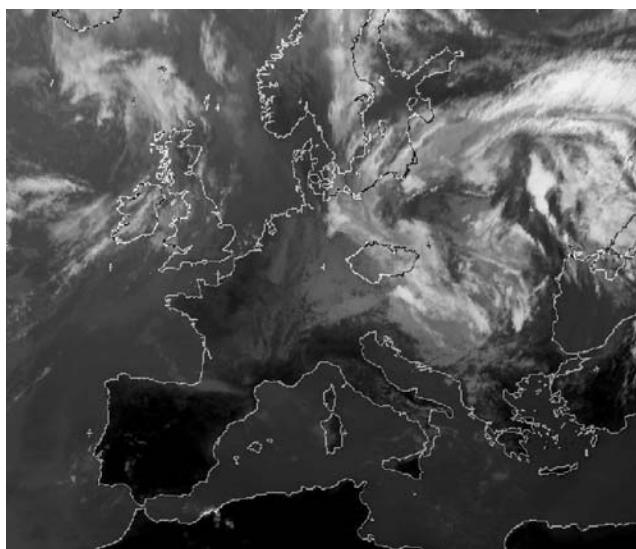
Obr. 1.39 Mapa hladiny 850 hPa ze 13. srpna 00:00 UTC.



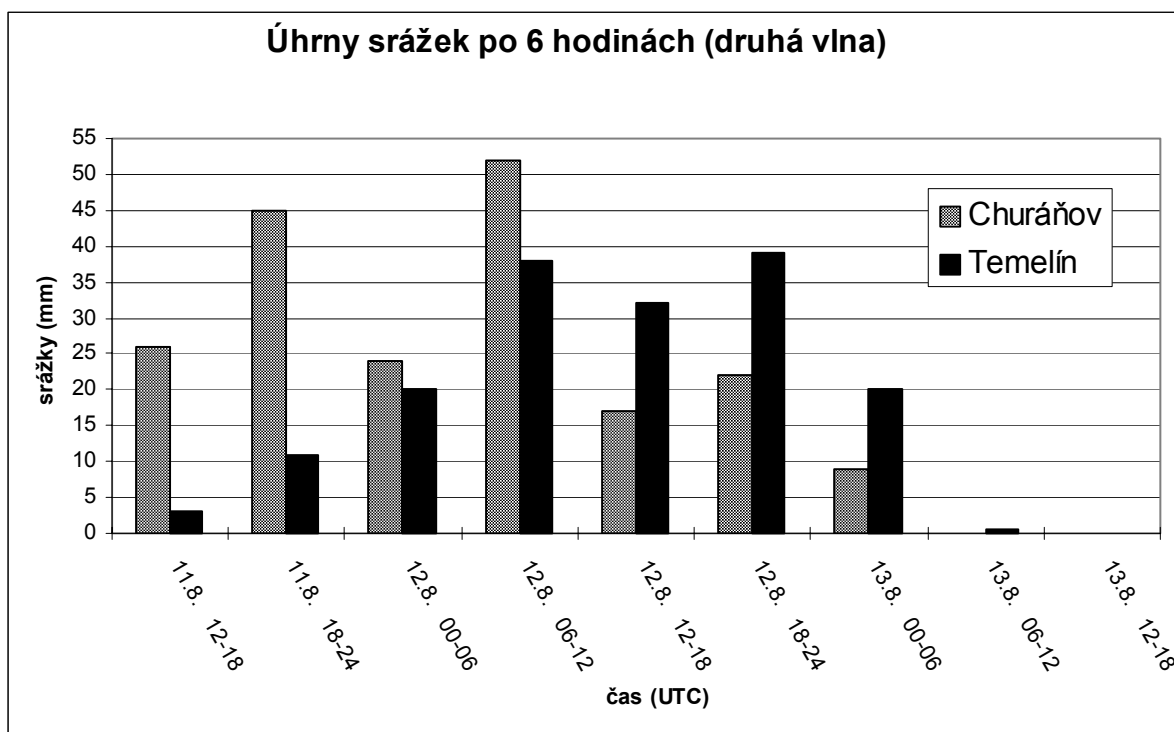
Obr. 1.40 Mapa hladiny 500 hPa ze 13. srpna 00:00 UTC.

Dne 12. srpna v 00:00 UTC ležel střed přízemní tlakové níže nad jihem České republiky (obr. 1.34). V hladině 850 hPa (obr. 1.35) ležel střed výrazně vyjádřené tlakové níže s významnou teplotní asymetrií nad Rakouskem. V jejím teplém sektoru dosahovaly teploty hodnot nad 20 °C, nad jižním Řeckem až 28 °C. V oblasti okluzní fronty naměřila stanice Praha-Libuš teplotu 12 °C. V týlu této tlakové níže pronikal chladný vzduch s teplotami 7 °C až 10 °C přes západní Evropu až do oblasti východně od Alp. V hladině 500 hPa (obr. 1.36) ležel střed tlakové níže východně od Alp. Mimořádná intenzita srážek odpovídala stadiu rozvoje výrazné tlakové níže se značnými teplotními kontrasty na frontách a velmi teplým vzduchem v teplém sektoru. Do ranních hodin 12. srpna postoupila okluzní fronta na čáru jižní – střední – severní Čechy. V dalším vývoji, s postupem středu tlakové níže přes Čechy k severu, začala okluzní fronta postupovat zpět k východu. V důsledku toho byla velká část území Čech zasažena intenzivními srážkami po poměrně dlouhou dobu, srážky byly navíc výrazně zesíleny návětrným efektem, zejména na Šumavě, v Novohradských a Krušných horách a při dalším postupu okluzní fronty k východu i v Jizerských horách, Krkonoších a Orlických horách. Na okluzní frontě se v denních hodinách vyskytly kromě trvalých srážek i četné bouřky s intenzivními lijáky. 12. srpna v poledních hodinách postoupil střed přízemní tlakové níže nad severní Čechy a intenzivní trvalé deště se vyskytovaly zejména v jihozápadní polovině Čech v týlu vracející se okluzní fronty. Značně zde zesilovalo severozápadní proudění (obr. 1.37). V hladině 850 hPa postoupil střed tlakové níže nad severovýchodní Čechy a nad Českou republiku začal proudit od severozápadu chladný vzduch. Zatímco v Praze- Libuši byla naměřena teplota 10 °C, západní Čechy měly jen 7 °C. V hladině 500 hPa byl střed tlakové níže nad Slezskem a byl dobře vyjádřen i ve vyšších hladinách troposféry. Do půlnoci 13. srpna se střed tlakové níže přesunul nad Polsko a zároveň se tlaková níže začala vyplňovat (obr. 1.38). Nad Čechami pokračovalo silné severozápadní proudění, které posilovalo návětrný srážkový efekt na našich horách, zejména v oblasti Krušných hor. Do západních Čech se od západu začal rozšiřovat výběžek vyššího tlaku vzduchu. Nad Polsko se přesunul střed tlakové níže nejen v hladině 850 hPa a 500 hPa (obr. 1.39 a 1.40), ale i ve vyšších hladinách troposféry.

Během 13. srpna se tlaková níže nad Polskem dále vyplňovala, její střed začal postupovat k jihovýchodu a ze západní do střední Evropy se rozšiřovala tlaková výše. Srážková oblast se silným severozápadním prouděním se přesunovala z Čech na Moravu a do Slezska (obr. 1.41). Srážky na našem území od západu ustávaly a 14. srpna již byly významnější pouze v Beskydech.

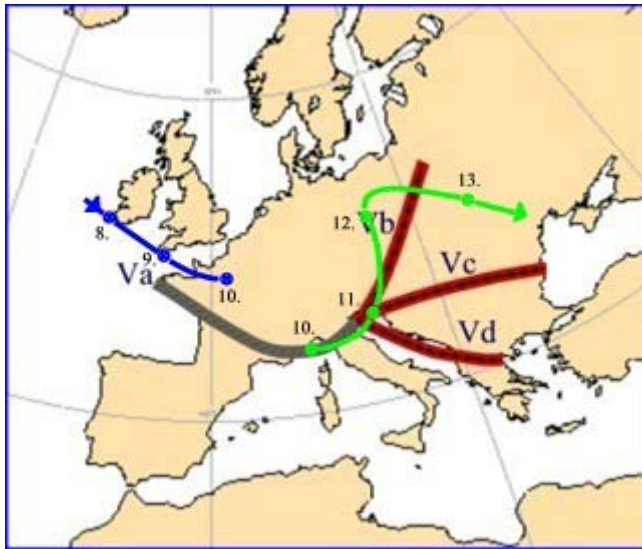


Obr. 1.41 Infračervený snímek geostacionární družice Meteosat ze 13. srpna 12:00 UTC.



Obr. 1.42 Časový průběh srážek 11. až 13. srpna.

Čtyřiadvacetihodinové srážkové úhrny 11., 12. a 13. srpna jsou uvedeny v kap. 2. na obr. 2.7, 2.8 a 2.9. 11. srpna přšlo nejvíce v oblasti Šumavy a jižních Čech, 12. srpna zhruba v západní polovině Čech, s maximem v Krušných horách, kdy na Cínovci bylo naměřeno 313 mm, a 13. srpna byly významné srážkové úhrny zaznamenány v oblasti Jizerských hor, Krkonoš, Orlických hor a v severní části Českomoravské vrchoviny. Časový průběh srážek od 11. do 13. srpna na stanicích Churáňov a Temelín je znázorněn na obr. 1.42, nejintenzivnější srážky byly na Churáňově v první polovině noci z 11. na 12. srpna, v Temelíně nejvíce přšlo od rána 12. srpna do půlnoci 13. srpna 2002. Z grafu je patrné dvojí zesílení srážek na Churáňově i v Temelíně, které je možno dát do souvislosti s postupem okluzní fronty. Postup přízemního středu tlakové níže v průběhu 2. vlny srážek dokumentuje obr. 1.43.



Obr. 1.43 Postup středu tlakové níže v průběhu druhé vlny srážek.

1.2.3. Závěr

Katastrofální srpnové povodně byly způsobeny postupem dvou výrazných tlakových níží a s nimi spojených frontálních systémů přes střední Evropu v krátkém časovém odstupu za sebou. Obě tlakové níže zasáhly území České republiky svým nejdeštivějším sektorem, a to oblastí západně až severozápadně od středu tlakové níže. Obě navíc postupovaly jen zvolna, čímž se období trvalých srážek na našem území prodloužilo. Zejména druhá tlaková níže, jejíž střed postupoval přímo přes Čechy k severu, byla mimořádně silně vyvinutá; vzduch v jejím teplém sektoru, který podporoval srážkovou oblačnost na okluzní frontě, měl velmi vysoké teploty. Tlaková níže měla také značný tlakový gradient, který významně přispěl k zesílení srážek na návětrné straně hor.

Již srážky první tlakové níže způsobily významné nasycení půdního profilu v jižních Čechách. Ve druhém případě zasáhlo srážkové pásmo rozsáhlé povodí Vltavy včetně povodí jejích přítoků – Sázavy, Lužnice a Berounky. Srážky druhé tlakové níže pak již neměly možnost infiltrace do půdy, a téměř všechna spadlá voda již stékala do koryt vodních toků.

1.3. Rozbor meteorologických podmínek pro vznik a vývoj silných srážek pomocí koncepčních modelů a numerických výstupů

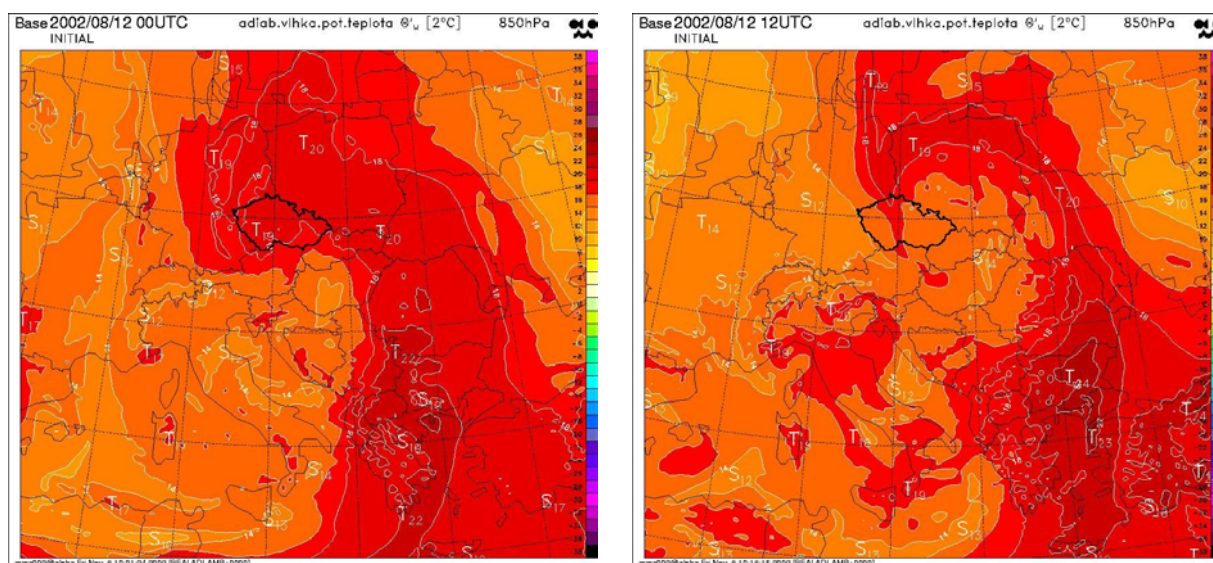
Koncepční modely jsou formulovány na základě pozorování meteorologických prvků nebo jevů a reprezentují jejich zobecněnou strukturu. Klasickým příkladem takového modelu je „norská škola“, podle které mohou být oblasti srážek dané do souvislosti například s frontálními systémy, resp. oblastmi tlakových útvarů. Dalším příkladem je projekt SATREP [3], [7], jehož cílovým produktem je třírozměrný popis meteorologických objektů získaný kombinací satelitních, radarových dat a přízemních pozorování s výstupy z numerických modelů. Typickými výstupy jsou standardní veličiny (teplota, geopotenciál, přízemní tlak atd.) a jiné veličiny (adiabatická vlhká potenciální teplota, izobarický teplotní gradient, advekce teploty, Q vektor, potenciální vorticitata atd.) Koncepční model umožňuje meteorologům v synoptické praxi zaměřit se na podstatné prognostické a diagnostické veličiny specifické pro danou situaci. Srážky patří mezi nejvýznamnější meteorologické prvky, a proto je z mnoha hledisek důležitá jejich predikce. Pole srážek je diskrétní, navíc podléhá velké časové proměnlivosti. Předpověď srážek je komplikovanou úlohou a kvalita výsledků závisí na mnoha faktorech. Srážky jsou diagnostickou proměnnou, což znamená, že se počítají z ostatních proměnných pomocí fyzikálních parametrizací. Parametrizace popisují

děje související s konvekcí (konvektivní srážky) nebo děje ostatní, které se označují jako velkoprostorové. Velkoprostorové srážky se diagnostikují jako jevy v měřítku řádově stovek kilometrů (např. v souvislosti s frontogenezí). Nedostatky parametrizace mohou vést ke špatné předpovědi srážek. Proto je namísto využívat jiné diagnostické prostředky, kterými lze potvrdit, resp. vyvrátit předpověď srážek. V dalších odstavcích se budeme věnovat některým z výše uvedených diagnostických veličin, které jsou produkovány operativně modelem ALADIN v ČHMÚ. Výjimkou je pouze izobarický teplotní gradient (obr. 1.49), který nám byl k účelu zpracování této zprávy poskytnut ze SHMÚ. Ukázky jsou ze dne 12. srpna 2002.

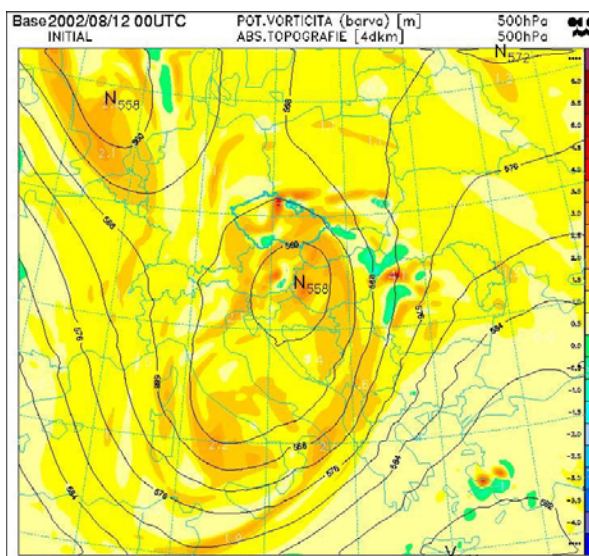
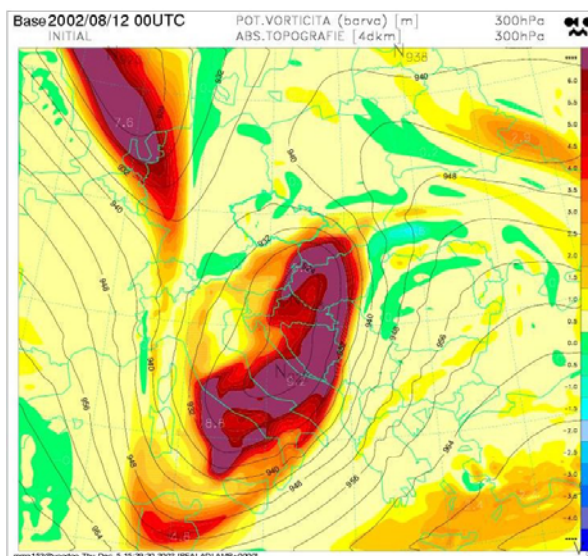
1.3.1. Adiabatická vlhká potenciální teplota v hladině 850 hPa

Jako adiabatickou vlhkou potenciální teplotu označujeme teplotu vzduchu, který přivedeme z původně nenasyceného stavu do stavu nasycení (vodní párou). Tohoto nasycení dosáhneme dodatečným odpařováním vody do uvažovaného vzorku vzduchu při adiabatickém ději. Náznorněji si lze získání této teploty představit pomocí termodynamického diagramu: vzduchovou částici charakterizovanou teplotou, teplotou rosného bodu (nebo měrnou vlhkostí) a tlakem převedeme po suché adiabatě do výstupné kondenzační hladiny, kde se vystupující vzduch stane nasyceným vodní párou. Odtud pak částici necháme sestoupit po nasycené adiabatě do tlakové hladiny 1000 hPa, kde přímo odečteme adiabatickou vlhkou potenciální teplotu. Tato teplota se počítá podle postupu uvedeného v [2]. Adiabatickou vlhkou potenciální teplotu lze považovat za konzervativní charakteristiku termodynamického stavu atmosférického vzduchu, vhodnou zejména pro určení typu vzduchové hmoty, případně frontálního rozhraní nebo pro podmínky stability v atmosféře.

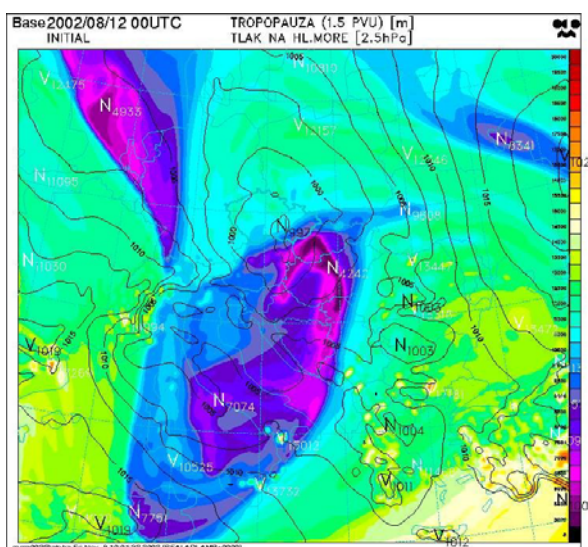
Na obr. 1.44a, 1.44b je dobře vidět pozvolna se zužující „jazyk“ teplého a vlhkého vzduchu, táhnoucí se od severního pobřeží Libye, přes Středozemní moře, Řecko a Karpaty nad Polsko, kde se retrográdně stáčí k jihozápadu až jihu nad Českou republiku. Výrazný kontrast v jeho týlové části napovídá o existenci výrazného frontálního rozhraní, nad Českou republikou již v podobě „přetočené“ okluzní fronty. Poměrně vysoké hodnoty adiabatické vlhké potenciální teploty indikují přítomnost velmi vlhké a teplé vzduchové hmoty, ve které vznikly vhodné podmínky pro výraznou srážkovou činnost.



Obr. 1.44 a (12/8/2002 00 UTC), b (12/8/2002 12 UTC) Výrazný kontrast hodnot adiabatické vlhké potenciální teploty napovídá o existenci výrazného frontálního rozhraní nad Českou republikou již v podobě „přetočené“ okluzní fronty. Poměrně vysoké hodnoty indikují přítomnost velmi vlhké a teplé vzduchové hmoty, ve které vznikly vhodné podmínky pro vydatné srážky.



Obr. 1.45 a (hladina 300 hPa), b (hladina 500 hPa) Rozložení potenciální vorticity v jednotlivých hladinách. Patrná je dobrá shoda anomálií PV (barevně) s polem geopotenciálu (černé izolinie).



Obr. 1.46 Dynamicky definovaná tropopauza pomocí potenciální vorticity. Výrazný zlom se shoduje s analyzovaným frontálním rozhraním.

1.3.2. Potenciální vorticity

Potenciální vorticity (PV) je jednou z dalších metod k popisu dynamických procesů v atmosféře. Je definována jako součin absolutní vorticity a statické stability a je používána k popisu a interpretaci cyklogeneze a frontogeneze. Její využití vyplývá především z jejích vlastností. Při lineárních procesech popisuje rozložení potenciální vorticity jednoznačně pole tlaku vzduchu (geopotenciálu), zároveň i horizontální a vertikální proudění. PV nemůže při adiabatických dějích na izentropických hladinách vznikat ani zanikat, tj. je konzervativní veličinou. Potenciální vorticity, jak vyplývá z její definice, popisuje vzduch v daném místě z hlediska absolutní vorticity a statické stability. Troposféra se vyznačuje relativně nižšími hodnotami PV, zatímco stratosféra relativně vyššími hodnotami.

Odchyly od průměrných hodnot v příslušných zeměpisných šířkách a izentropických hladinách se nazývají anomálie potenciální vorticity. Kladné anomálie jsou spojené s cyklonálním zakřivením (brázdami nízkého tlaku vzduchu) a relativně chladným vzduchem. Záporné anomálie odpovídají anticyklonálnímu zakřivení (hřebeny vyššího tlaku vzduchu) a relativně teplejšímu vzduchu. Lze odvodit [4], že PV lépe vypovídá o jevech jemnějších měřítek, než analýza geopotenciálu a teploty v dané hladině. Teoretické odvození a podrobnější rozbor tohoto parametru přesahuje rámec této zprávy a lze jej nalézt v [4], [5], [6]. Pro ilustraci uvádíme obr. 1.45a, 1.45b, které ukazují rozložení potenciální vorticity v hladině 300 a 500 hPa. Je na nich patrná dobrá shoda anomálií PV (barevně) s polem geopotenciálu (černé izolinie). Je možné také dynamicky definovat tropopauzu jako 2D plochu, na které je potenciální vorticity rovna konstantě 1,5 PV ($1 \text{ PV} = 10^{-6} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$). Její ukázka je na obr. 1.46, kde je dobře vidět výrazný zlom, který se shoduje s analyzovaným frontálním rozhraním.

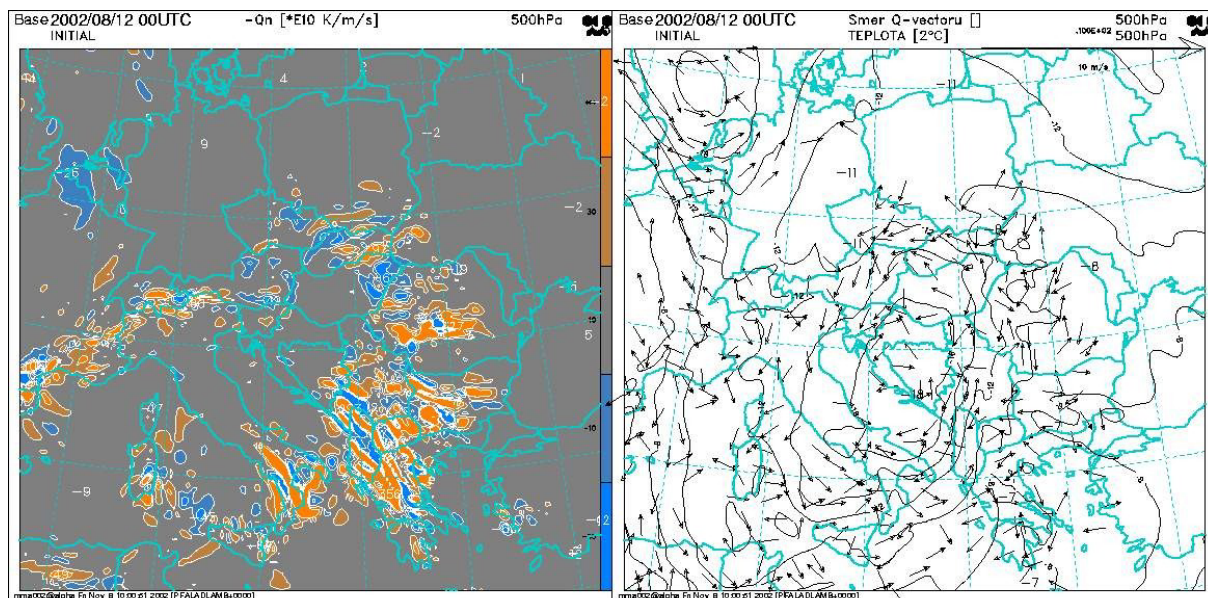
1.3.3. *Q vektor*

Vhodným parametrem pro ověření předpovědi srážek je funkce, popisující procesy frontogeneze a frontolýzy. Tyto procesy vznikají tam, kde má frontogenetická funkce své lokální extrémy. Frontogenetická funkce znamená časovou změnu velikosti horizontálního teplotního gradientu způsobenou geostrofickým prouděním v dané sledované hladině. Vhodnou sledovanou hladinou je například 500 hPa, kde je vliv orografie minimální (v našich podmínkách téměř nulový). Tato funkce popisuje pole advekce teploty (resp. potenciální teploty) a advekce vorticity (potenciální vorticity).

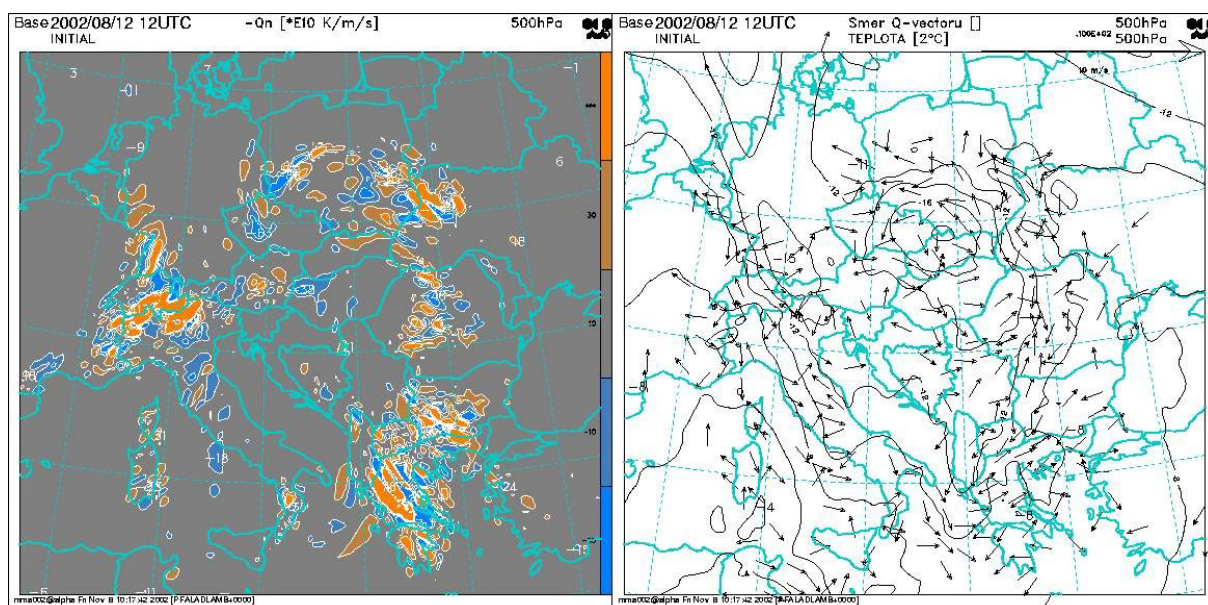
Frontogenetická funkce ve všeobecném (vektorovém) tvaru se nazývá Q vektor (při zanedbání ageostrofických odchylek od geostrofického proudění). Normálová složka Q vektoru, kolmá v daném gridovém bodě na izotermu, je pak frontogenetická funkce. Frontální rozhraní způsobuje svým pohybem, resp. zeslabováním nebo zesilňováním, vznik extrémů frontogenetické funkce (z důvodu teplotních změn v horizontálním směru). Pokud je ale frontální rozhraní nevýrazné a bez pohybu, extrémy Q vektoru nemusí být výrazné. Q vektor je vhodný parametr na diagnostiku frontálních srážek, resp. na potvrzení předpovědi velkoprostorových srážek. Pokud jde o studenou frontu, oblast extrémů frontogenetické funkce (Q vektoru) bude v hladině 500 hPa v důsledku sklonu frontální plochy posunuta řádově o 500 km za čáru fronty. Pro teplou frontu je to opačně.

Pole extrémů normálové složky Q vektoru v hladině 500 hPa zobrazené na obrázcích 1.47a, 1.47b souhlasí s oblastí frontogeneze při zemi; jeho posunutí je řádově 500 km za čarou fronty, což odpovídá sklonu frontální plochy. Rovněž předpověď oblasti srážek velmi dobře souhlasí se skutečnými srážkami (obr. 1.48a, 1.48b a v kap. 2 obr. 2.8).

Q vektor vykreslený jako vektor (obr. 1.47a, 1.47b) znázorňuje sbíhavost (znamená konvergenci a výstupní pohyby) nebo rozbíhavost (divergenci a sestupní, frontolytické pohyby). Q vektor působí frontogeneticky, pokud vektor směřuje napříč izotermami do teplého vzduchu, a frontolyticky, směřuje-li napříč izotermami do studeného vzduchu. Celá idea použití Q vektoru vychází z toho, že po zanedbání neadiabatických vlivů pole geostrofického větru je určujícím faktorem frontogeneze, jelikož může deformovat pole potenciální teploty.

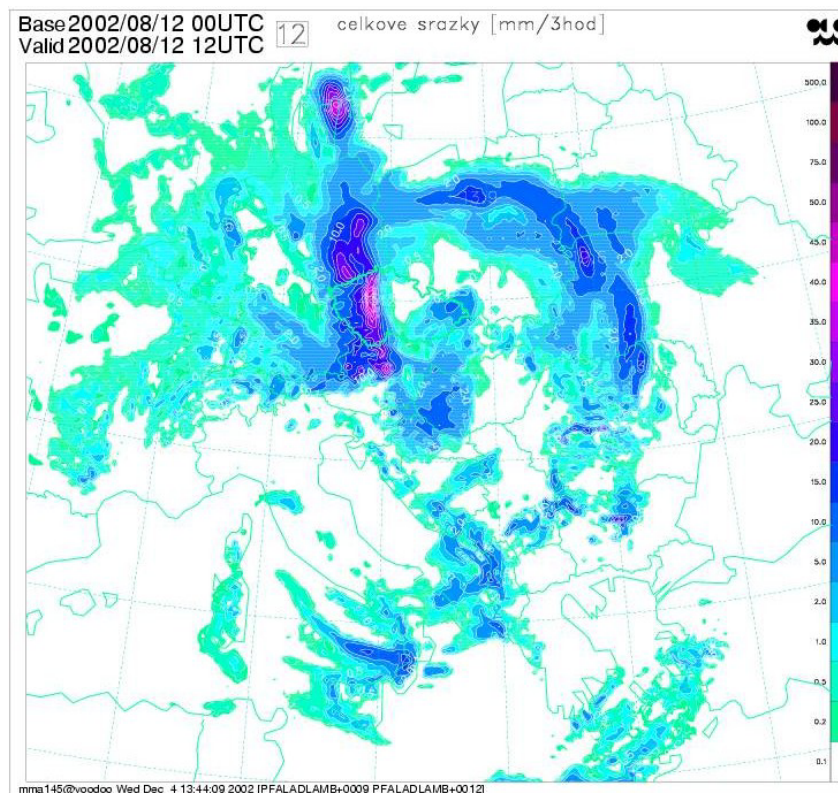


Obr. 1.47a

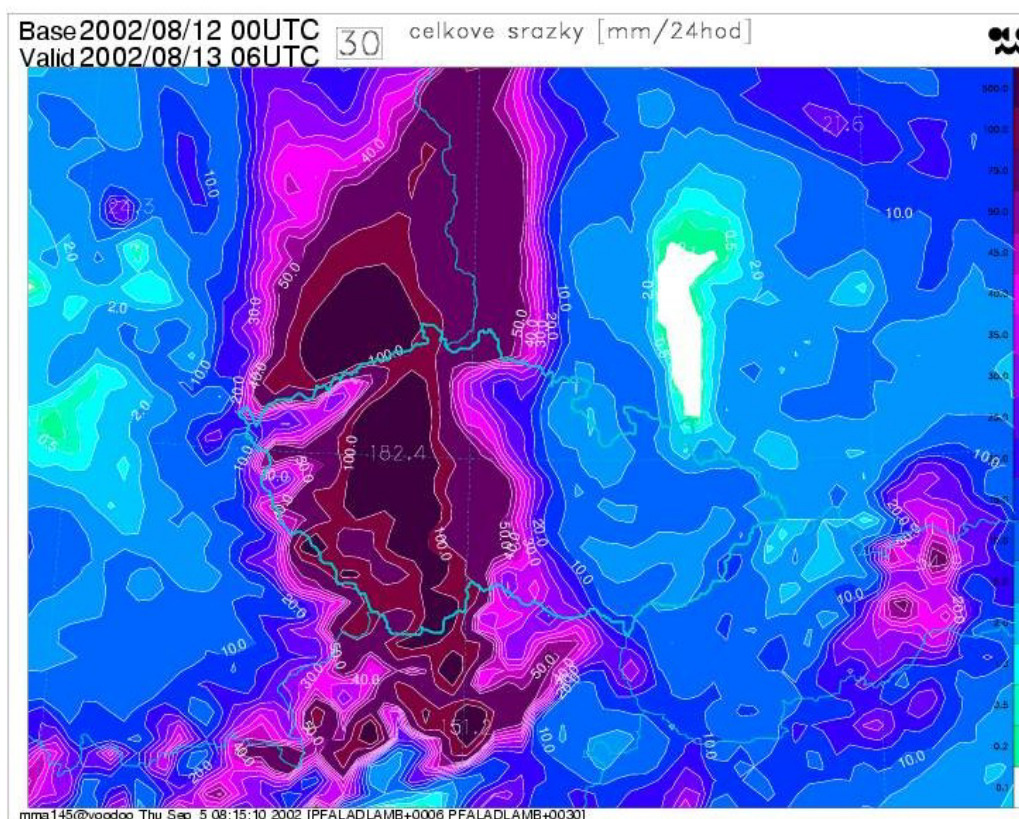


Obr. 1.47b

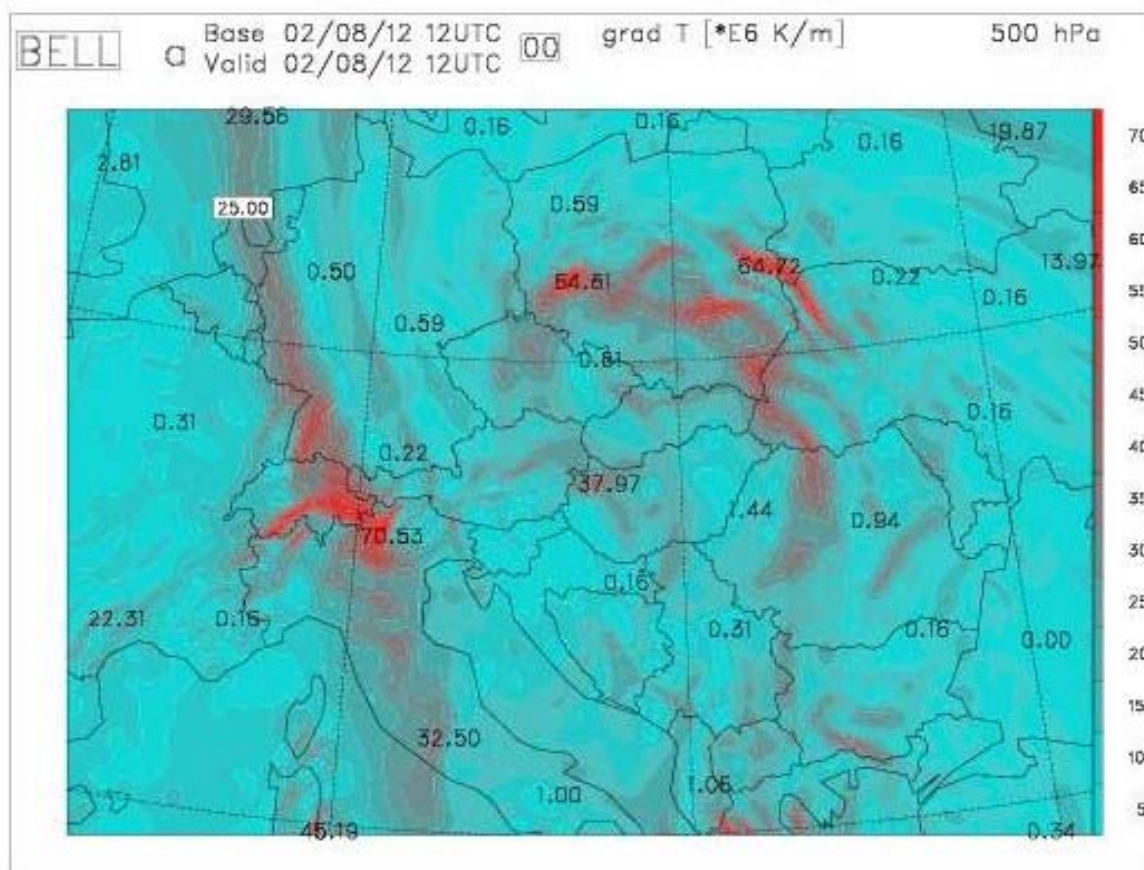
Obr. 1.47 a (12/8/2002 00 UTC), b (12/8/2002 00 UTC předpověď na 12 UTC) Normálová složka Q vektoru (barevně) – oranžové oblasti znázorňují frontogenetické procesy v atmosféře a modré oblasti frontolytické procesy. Q vektor vykreslený jako vektor (černé šipky) znázorňuje sbíhavost (znamená konvergenci a výstupní pohyby) nebo rozbíhavost (divergenci a sestupní, frontolytické pohyby).



Obr. 1.48a Předpověď tříhodinových srážek modelu ALADIN (z 12/8/2002 00 UTC na období od 09 do 12 UTC).



Obr. 1.48b Předpověď 24hodinových srážek modelu ALADIN (z 12/8/2002 00 UTC na 13/8/2002 06 UTC).



Obr. 1.49 Izobarický teplotní gradient, hladina 500 hPa. Vysoké hodnoty souhlasí s předpovídaným frontálním rozhraním.

Závěrem lze říci, že Q vektor byl v případě ze 12. srpna 2002 spolehlivým prostředkem na potvrzení modelem předpovídaných srážek. Také ostatní diagnostické parametry mohou poskytnout pomocí objektivních metod fyzikální interpretaci některých procesů v atmosféře a tím podpořit modelové výstupy, čímž je možno zjednodušit praktickou tvorbu předpovědi počasí, zejména extrémních jevů, jako jsou silné srážky.

1.4. Vliv orografie na zesílení srážkových procesů během silných srážek v srpnu 2002

Na geografické rozložení atmosférických srážek má, jak již bylo zmíněno v kap. 1.2, velmi důležitý vliv orografie, který se projevuje především dvěma způsoby [10]:

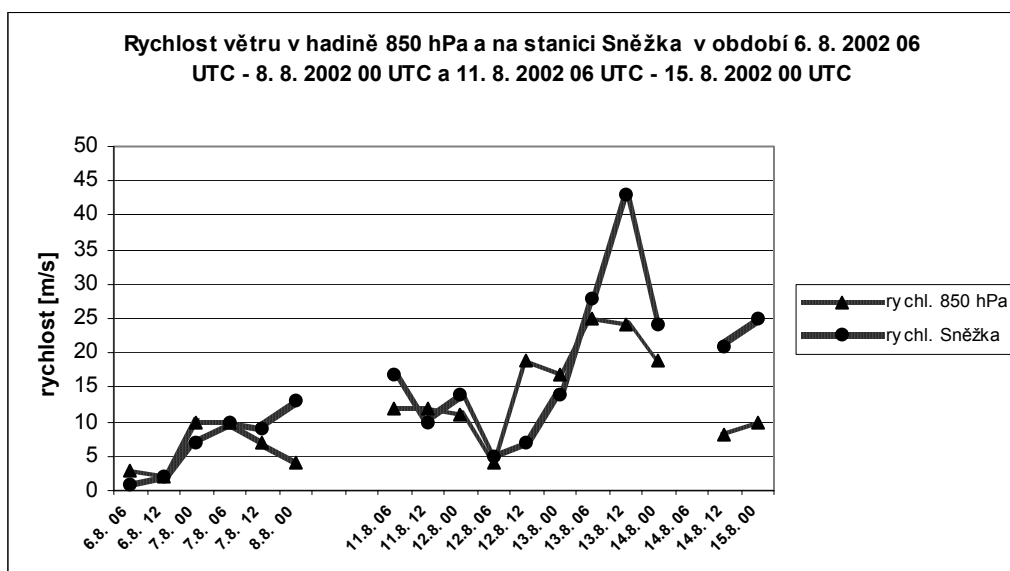
- 1) narůstání srážkových elementů vlivem orograficky vynucených vertikálních pohybů při přetékání vzdušných proudů přes horskou překážku. Důležitou podmínkou tohoto mechanismu je existence „neorografických“ srážkových procesů ve větších výškách (většinou nad nulovou izotermou);
- 2) konvekce vyvolaná vynucenými vstoupnými pohyby uvolněním energie potenciální instability, popř. konvekce vyvolaná intenzivnější insolací v relativně chladnějším vzduchu ve vyšších nadmořských výškách.

Procesy uvedené v bodě 2), tj. vliv orografie na rychlejší, případně intenzivnější vývoj konvekce, se při vydatných velkoprostorových srážkách projevuje spíše okrajově, zatímco nejdůležitějším procesem je v těchto případech narůstání srážkových elementů při orograficky vynucených vertikálních pohybech. Podle [13] se při trvalých extrémních srážkách často pozoruje silný vítr, zejména v severních pohraničních horách. Tak tomu bylo i v případě intenzivního deště v červenci 1997 [11], kdy byla pomocí pozemních stanic, aerologického měření i numerického modelování zjištěna přítomnost nízkohladinového tryskového proudění a vyslovena hypotéza o jeho výrazném vlivu na orografické zesílení srážek.

Pro ilustraci průběhu rychlosti větru v mezní vrstvě je v tab. 1.1 uveden směr a rychlost větru v hladině 850 hPa (kolem 1500 m nad hladinou moře) podle aerologického měření na stanici v Praze-Libuši spolu s hodnotami směru a rychlosti větru na Sněžce. Zároveň je v tabulce 1 uveden údaj o maximální rychlosti větru ve vrstvě od zemského povrchu do hladiny 700 hPa (asi 3 km), který ukazuje na přítomnost nízkohladinového tryskového proudění podle jeho definice v [12]. Z aerologických sondáží byly vybrány pouze termíny 00, 06 a 12 UTC. Hodnoty rychlosti větru jsou zobrazeny též na obr. 1.50, na němž je patrné především velmi výrazné zesílení větru 12. a 13. srpna 2002. Časový posun (opoždění) maximální rychlosti větru na Sněžce oproti aerologickému měření v Praze je zřejmě dán postupem dříve zmíněné tlakové níže a zesíleného tlakového gradientu k severovýchodu.

Tab. 1.1 Směr a rychlost větru v hladině 850 hPa (kolem 1500 m nad hladinou moře) a maximální rychlost větru ve vrstvě od zemského povrchu do hladiny 700 hPa na aerologické stanici Praha–Libuš, směr a rychlost větru na stanici Sněžka a výskyt nízkohladinového tryskového proudění v oblasti Čech v období 6. srpna 2002 06 UTC – 8. srpna. 2002 00 UTC a 11. srpna 2002 06 UTC – 15. srpna 2002 00 UTC.

Datum a čas [UTC]	Hladina 850 hPa		Maximum rychlosti větru pod hladinou 700 hPa			Stanice Sněžka		Nízkohladinové trysk. proudění
	směr [st.]	rychlost [m/s]	hladina [hPa]	směr [st.]	rychlost [m/s]	směr [st.]	rychlost [m/s]	
6. 8. 2002 06	275	3	701	235	10	290	1	NE
6. 8. 2002 12	100	2	700	235	4	140	2	NE
7. 8. 2002 00	060	10	850	060	10	20	7	ANO
7. 8. 2002 06	040	10	700	055	13	360	10	(ANO)
7. 8. 2002 12	020	7	723	025	12	20	9	ANO
8. 8. 2002 00	050	4	786	075	9	140	13	ANO
11. 8. 2002 06	160	12	700	150	14	220	17	NE
11. 8. 2002 12	145	12	700	155	13	200	10	NE
12. 8. 2002 00	050	11	729	055	13	110	14	ANO
12. 8. 2002 06	110	4	700	095	6	200	5	NE
12. 8. 2002 12	310	19	823	310	22	220	7	ANO
13. 8. 2002 00	330	17	900	315	19	320	14	ANO
13. 8. 2002 06	325	25	850	325	25	320	28	ANO
13. 8. 2002 12	325	24	850	325	24	320	43	ANO
14. 8. 2002 00	330	19	850	330	19	320	24	ANO
14. 8. 2002 06	–	–	–	–	–	–	–	–
14. 8. 2002 12	315	8	700	350	10	320	21	NE
15. 8. 2002 00	360	10	850	360	10	320	25	NE



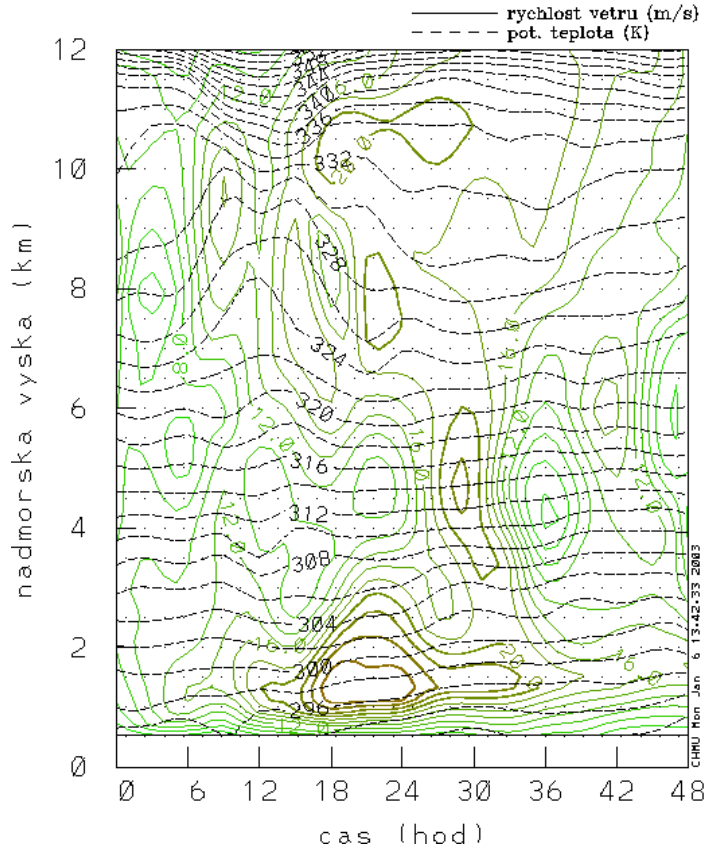
Obr. 1.50 Průběh rychlosti větru v hladině 850 hPa (asi 1500 m nad hladinou moře) a na meteorologické stanici Sněžka (1602 m n. m.) v období 6. srpna 2002 06 UTC až 8. srpna 2002 00 UTC a 11. srpna 2002 06 UTC – 15. srpna 2002 00 UTC.

Během první vlny silných srážek se orografické zesílení začalo výrazněji projevovat až během noci ze 6. na 7. srpna, zároveň se zesilováním tlakového gradientu a příslušným růstem rychlosti větru, které bylo pozorováno alespoň v tlakové hladině 850 hPa. Z rozložení tlakového pole je možné předpokládat, že rychlosti větru v oblasti nejsilnějších srážek, tj. v jižních Čechách a zejména v Novohradských horách, byly na horní hranici mezní vrstvy atmosféry ještě větší.

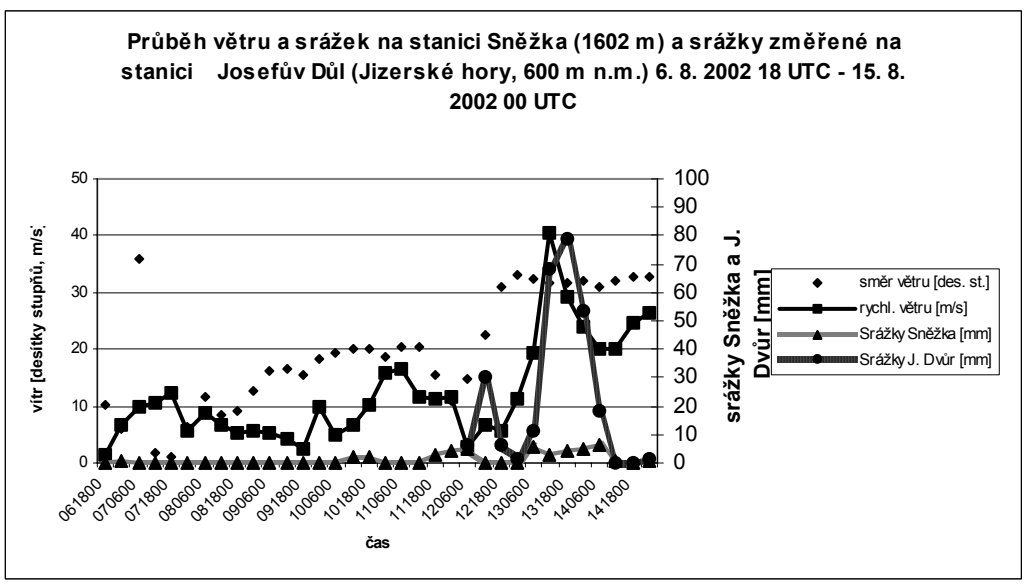
Druhá vlna silných srážek byla charakteristická hlubší tlakovou níží, jejíž přízemní tlakový gradient na její zadní (západní) straně byl velmi výrazný. Na přední straně cyklony v jihovýchodním proudění nebylo orografické zesílení příliš významné, ale po přechodu středu tlakové níže k severovýchodu v dopoledních hodinách v pondělí 12. srpna nastalo velmi výrazné zesílení srážek v horských polohách, zejména v Krušných horách, kde 13. srpna v 06 UTC naměřili na německé stanici Cínovec (Zinnwald) srážkový úhrn 312 mm za 24 hodiny, což je nejvyšší denní úhrn srážek změřený v Německu. Naprostá většina srážek v oblasti Krušných hor přitom spadla na jejich návětrné severozápadní straně, tedy na německém území. Je zajímavé, že rychlost větru naměřená na stanici Zinnwald nebyla zvlášť vysoká. V dopoledních hodinách dne 12. srpna narostla na $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ a kolem této hodnoty se udržovala až do 15. srpna, avšak modelem ARPEGE/ALADIN bylo nízkohladinové tryskové proudění s maximem kolem $24 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ velmi dobře indikováno, zejména v první polovině noci z 12. na 13. srpna 2002, jak je vidět na vertikálně časovém řezu pro Ústí nad Labem na obr. 1.51.

Další významné orografické zesílení se vyskytlo v úterý 13. srpna v severním pohraničí, zejména v Jizerských horách (viz obr. 1.52), kde na některých stanicích spadlo až kolem 150 mm srážek za 24 hodiny (Josefův Důl 149 mm, Desná-Souš 152 mm). Zde byla zjištěna výrazná vazba intenzity deště na rychlosti severozápadního větru na blízké Sněžce (obr. 1.52), kde naměřili hodnoty až kolem $40 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, což se zřejmě projevilo též v chybě měření srážek srážkoměrem (Sněžka 18 mm, Pec pod Sněžkou 81 mm za 24 hodiny). Na obr. 1.53 je též prognostický vertikálně časový řez z modelu ALADIN pro lokalitu Pardubice, kde je možné též nízkohladinové tryskové proudění dne 13. srpna identifikovat.

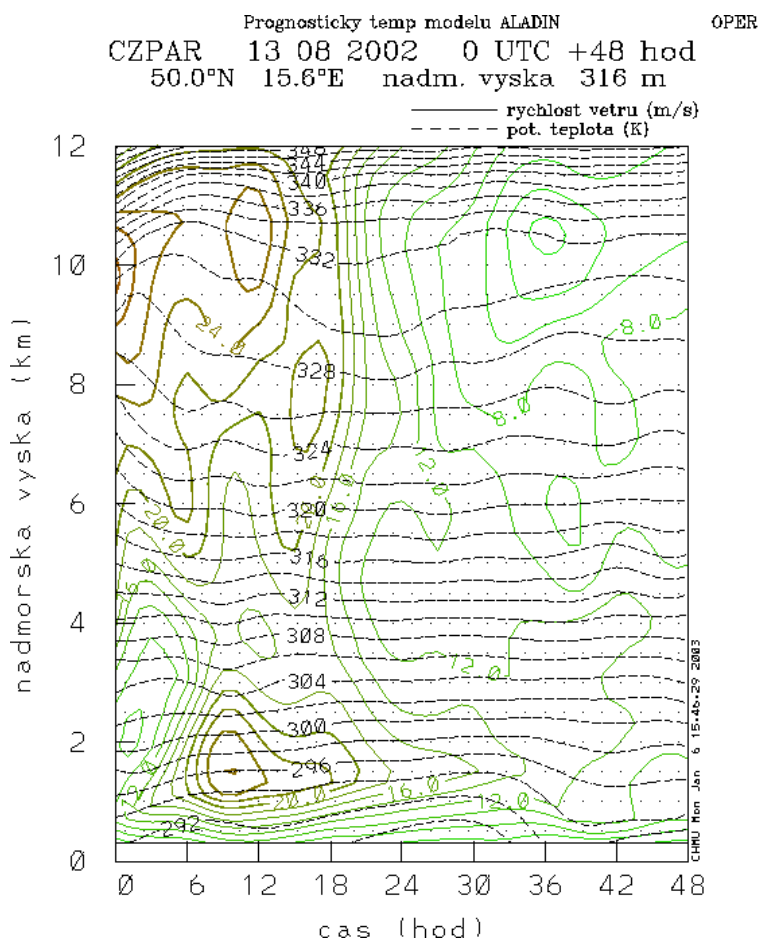
Prognostický temp modelu ALADIN OPER
 CZUNL 12 08 2002 0 UTC +48 hod
 50.7°N 14.1°E nadm. vyska 527 m



Obr. 1.51 Vertikálně časový řez rychlosti větru a potenciální teploty z modelu ARPEGE/ALADIN pro lokalitu Ústí nad Labem, kde je dobře patrný výskyt nízkohladinového tryskového proudění. Počátek integrace: 12. srpna 2002 v 00 UTC, doba integrace 48 h.



Obr. 1.52 Průběh směru větru, rychlosti větru a 6hodinových úhrnů srážek na stanici Sněžka (1602 m n. m.) a 6hodinových srážkových úhrnů na stanici Josefův Důl (600 m n. m.) v Jizerských horách.



Obr. 1.53 Vertikálně časový řez rychlosti větru a potenciální teploty z modelu ARPEGE/ALADIN pro lokalitu Pardubice. Počátek integrace: 13. srpna 2002 v 00 UTC, doba integrace 48 h.

Orografické zesílení srážek narůstáním srážkových elementů na návětrí hor se velmi negativně podepisuje na radarové detekci srážek, neboť radarový paprsek je většinou výše, než je pro kvalitní detekci intenzity srážek potřebné. Proto je nutné, aby informace o rychlosti větru v mezní vrstvě atmosféry byly k dispozici uživatelům radarových odhadů srážek, které je nutné v těchto případech používat spíše jen kvalitativně [14].

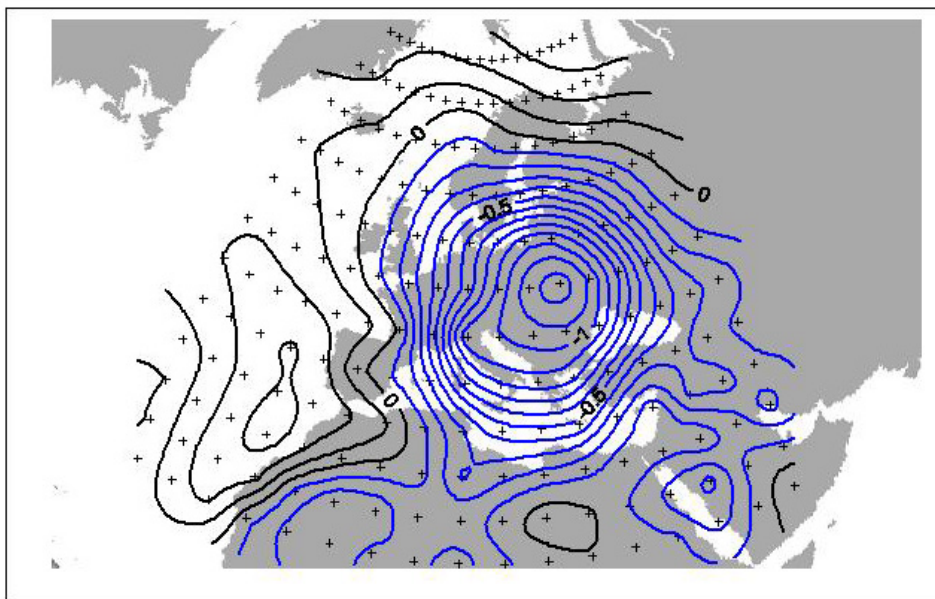
Závěrem této kapitoly je možné konstatovat, že orografické zesílení většinou nehraje v počátcích epizod silných srážek významnější roli, ale začíná se projevovat až v průběhu, a především v závěru těchto období. V průběhu obou srpnových srážkových období se navíc objevily konvektivní srážky, na které má orografie menší vliv. Podobně jako v červenci 1997 bylo v období vydatného deště pozorováno nízkohladinové tryskové proudění, které bylo možné zjistit jak z aerologického měření v Praze-Libuši, tak pomocí horské synoptické stanice na Sněžce a které bylo těž poměrně dobře simulováno numerickým modelem ARPEGE/ALADIN. Ačkoliv pro celkové úhrny srážek v horských oblastech je neméně důležitá intenzita deště ve volné atmosféře nad vrstvou orografického zesílení a vlhkost vzduchu v mezní vrstvě atmosféry, je předpověď či výskyt nízkohladinového tryskového proudění jedním z indikátorů možného výrazného zesílení srážek v horách.

Z uvedených poznatků je zřejmé, že horské meteorologické stanice mají i dnes v době rozvoje distančních metod měření meteorologických prvků svoji nezastupitelnou úlohu v monitoringu a identifikaci procesů v atmosféře.

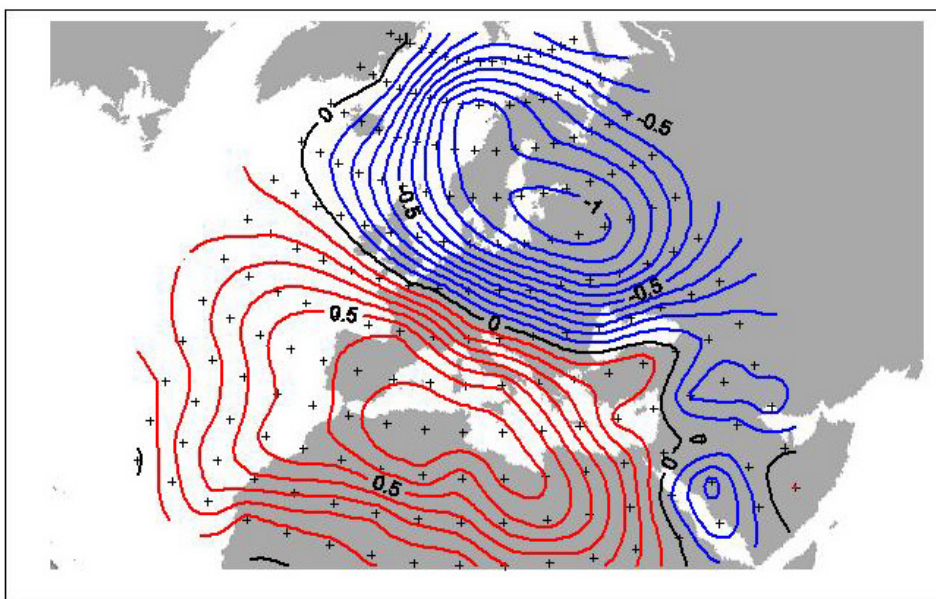
1.5. Zařazení cirkulačních podmínek způsobujících meteorologické situace s mimořádnými srážkami do objektivní klasifikace cirkulačních typů

Identifikace atmosférických příčin silných srážek a následných povodní je založena na definování nebezpečných cirkulačních typů z tohoto hlediska. Za tím účelem byla provedena kalibrace modelu pro klasifikaci cirkulačních typů v denním kroku pro povodí Labe pro profil Děčín. Cílem objektivní klasifikace je získání takových cirkulačních typů, které vysvětlují co největší část variability průtokových řad, tzn. definovat na jedné straně typy, které způsobují povodně, a na straně druhé ty, které jsou z tohoto hlediska neutrální. Klasifikace je založena na normalizovaných tlakových anomáliích počítaných v pravidelné uzlové síti v denním kroku. Pro každý cirkulační typ je definováno prostorové rozmístění tlakových anomálií. Vstupní tlaková data (rozlíšení $5 \times 5^\circ$) pocházejí z National Meteorological Centre for Atmospheric Research (NCAR) a National Meteorological Centre (NMC). Za účelem klasifikace povětrnostních situací pro povodí Labe byla použita data z geografické oblasti 35°N – 65°N , 15°W – 40°E . Analyzováno bylo období 1. 1. 1900–31. 6. 2002, pro které jsou momentálně data k dispozici.

Doposud byly identifikovány cirkulační typy způsobující silně srážky zvláště pro letní a zimní období. Z kalibrace modelu a dosavadních výsledků analýz vyplývá, že v letním období je z povodňového hlediska nejnebezpečnější typ znázorněný na obr. 1.54 a v zimě typ na obr. 1.55. Oba typy se vyskytují v období 1 až 10 dní před srážkami až třikrát častěji, než by odpovídalo jejich nepodmíněné četnosti výskytu. Na mapách tlakových anomálií jsou modře vyznačeny záporné anomálie příslušející nízkým hodnotám tlaku, červeně anomálie kladné, které náleží oblastem vyššího tlaku. Z obou obrázků je patrné, že analýzy četnosti výskytu silných srážek dobře korespondují se zobrazenými tlakovými poli. Letní typ je charakterizován rozsáhlou oblastí nízkého tlaku vzduchu se středem nad východní Evropou, zatímco pro zimní typ je typická tlaková níže nad severovýchodní polovinou Evropy a tlaková výše nad polovinou jihozápadní. Toto rozložení tlaku vzduchu má za následek příliv vlhkého vzduchu ze severozápadních směrů do prostoru střední Evropy.



Obr. 1.54 Průměrné normalizované anomálie přízemního tlaku vzduchu pro cirkulační typ způsobující situace s mimořádnými srážkami v letním období (1900–2002).



Obr. 1.55 Průměrné normalizované anomálie přízemního tlaku vzduchu pro cirkulační typ způsobující situace se silnými srážkami v zimním období (1900–2002).

Po zpřístupnění dat o přízemním tlaku vzduchu v pravidelném gridu $5 \times 5^\circ$ v letním období roku 2002 budou klasifikovány i dny bezprostředně předcházející srpnovým katastrofálním srážkám. Pozornost bude věnována posouzení četnosti výskytu daných cirkulačních typů v průběhu 20. století.

Literatura:

- [1] Habersberger, J. – Štekl, J.: Pomůcka pro předpověď silných srážek a silných větrů nad střední Evropou. Zlepšovací návrh 25/1977. Praha, HPÚ 1977.
- [2] Bednář, J. – Pechala, F.: Příručka dynamické meteorologie. Praha, Academia 1991, s. 97–99.
- [3] Sulan, J.: Sněhové bouře 22.února a tornáda 31.května roku 2001 z pohledu koncepčních modelů. Meteorologické zprávy, **55**, č.3, 2002, s.65–68.
- [4] Bluestein, H. B.: Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes. New York, Oxford University Press 1992.
- [5] Kurz, M.: Synoptic Meteorology. Offenbach, 1998.
- [6] Hoskins, B. J. – McIntyre, M. E. – Robertson, A. W.: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. Q.J.R.M.S., **111**, 1985.
- [7] Web-stránka SATREP, <http://www.knmi.nl/satrep/>
- [8] Brázdil, R. – Štekl, J.: Cirkulační procesy a atmosférické srážky v ČSSR. Brno, Univerzita J. E. Purkyně, Přírodovědecká fakulta, 1986.
- [9] Deutscher Wetterdienst: Vorboten einer Klimaänderung ? Tisková zpráva DWD 35/02, Offenbach, 2002
<http://www.dwd.de/de/Zusatzmenues/Presse/Mitteilungen/PM20020815.pdf>
- [10] Gray, W. R. – Seed A.: Radar Observation of Orographic Enhancement in New Zealand. In: III. International Symposium on Weather Radars, São Paulo, Brazil, August of 1995.

- [11] *Hladný, J a kol*: Vyhodnocení povodňové situace v červenci 1997. Český hydrometeorologický ústav (ČHMÚ), Praha, 1998
- [12] *Sobíšek, B. a kol*: Meteorologický slovník výkladový a terminologický. Praha, Academia + Ministerstvo životního prostředí ČR 1993. 594 s.
- [13] *Štekl, J. – Brázdil, R. – Kakos, V. – Jež, J. – Tolasz, R. – Sokol, Z.*: Extrémní denní srážkové úhrny na území ČR v období 1879-2000 a jejich synoptické příčiny. Národní klimatický program České republiky 31, ČHMÚ, Praha, 2001
- [14] *Westrick, K. J. – Mass, C. F. – Colle, B. A.*: The limitations of the WSR-88D radar network for quantitative precipitation measurement over the coastal western United States. Bull. Amer. Meteor. Soc, 80, 2289-2298, 1999.

