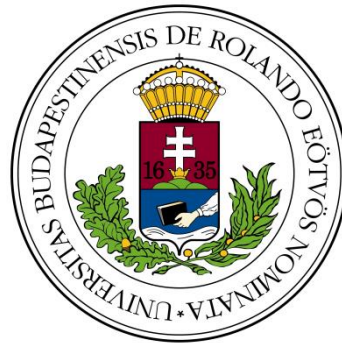


# A talajnedvesség hatása a csapadék változékonyságára modellekben

SZAKDOLGOZAT  
FÖLDTUDOMÁNYI ALAPSZAK  
METEOROLÓGUS SZAKIRÁNY



Készítette:

**Kókai Ádám**

Témavezető:

**dr. Breuer Hajnalka**

ELTE TTK, Meteorológiai Tanszék

Eötvös Loránd Tudományegyetem  
Földrajz- és Földtudományi Intézet  
Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2019



# Tartalomjegyzék

1	Bevezetés.....	4
2	A felszín szerepe a légköri folyamatokban .....	6
2.1	Felszíni heterogenitás .....	6
2.2	Albedó.....	9
2.3	Felszíni energiaegyenleg.....	11
3	A légköri konvekció .....	14
3.1	A részecskemódszer.....	16
3.2	A konvektív hasznosítható potenciális energia és a konvektív tiltás.....	17
4	Talajnedvesség és csapadék kölcsönhatás vizsgálatok .....	20
4.1	Nemzetközi szervezet .....	20
4.2	Globális skála.....	21
4.3	Éghajlati skála.....	25
4.4	Évszakos skála .....	30
4.5	Napi skála .....	33
5	A talajnedvesség-memória .....	41
6	Összefoglalás.....	44
7	Köszönetnyilvánítás .....	46
8	Irodalomjegyzék.....	47

# 1 Bevezetés

A talajfelszín hatása, illetve szerepe a légköri folyamatok tekintetében nem elhanyagolható faktor. E tényező változása jelentős hatást gyakorol a planetáris határrétegen belüli energia- és nedvesség-háztartási viszonyokra a szenzibilis és látens hőáramok változásán keresztül a párolgás vezérlésével a légkörben. Meglátszik hatása a súrlódásban is, ami a turbulens átkeverő mozgásokat alakítja, így fontos befolyása van a hasznosítható konvektív potenciális energiára (CAPE), és ennek következtében a konvekcióra. Az eltérő felszíni melegedés térbeli struktúrája különböző régiókat alakít ki a konvekcióhoz. Erre már régebben is felfigyeltek, ugyanis pl. Magyarországon a Berettyó vidékén, az ottani vizenyős, lápos felszínről egy forró nyári napon párolgó víz mennyisége döntő tényezőként tud közreműködni zivatarok kialakulásának elősegítésében. Viszont a szárazabb felszínnek felett kevesebb zivatar alakul ki. Ilyen területekhez sorolható a Dunántúl déli része, a Kiskunság, a Nyírség, Fejér megye egyes területei, valamint a Mátrától és a Bükkötől északra fekvő részek (Borbély, 1957).

A talaj eltérő szerkezete, nedvességtartalma, párolgása, növényzettel való borítottsága, az infiltráció mind-mind megváltoztatja a térség lokális konvektív csapadékfejlődését (Pielke, 2001). Fontos e tényezőket együttesen figyelembe venni, és beépíteni különböző felszín-légkör modellszimulációkba. Számos olyan parametrizációs vizsgálat készült, amelyekben vizsgálják ezen komponensek hatásait a felszín-légkör kölcsönhatás mértékére, illetve a csapadék mennyiségére. A GLACE (Global Land–Atmosphere Coupling Experiment) nevű modell-összehasonlító projekt épp a felszín-légkör kapcsolat számszerűsítésére, valamint azok térbeli elhelyezkedésére fekteti a hangsúlyt (Koster et al., 2006). Továbbá különböző érzékenységi kísérleteket végeznek annak érdekében, hogy megtudjuk, hogy a modellszimulációkban a kezdeti talajnedvesség perturbálása, miként tud hatni a nagyskálájú légköri folyamatokra. Ehhez kapcsolódóan megemlíthető, hogy olyan globális jelenségeket, mint pl. az éghajlatváltozást, a szóban forgó kölcsönhatás lokálisan tovább erősítheti pozitív visszacsatolási mechanizmusokon keresztül, növelve pl. a hőmérséklet-változékonyságot, melynek következtében új átmeneti éghajlati zónák jelenhetnek meg, vagy már meglévők tolódhatnak el más földrajzi szélességek irányába (Fischer et al., 2007). A talajnedvesség anomáliák az extrém időjárási eseményeket, pl. aszályokat, árvizeket, vagy nyári hőhullámokat is fenntarthatják vagy erősíthetik, ami fontos a szezonális időjárás-előrejelzések tekintetében (Hohenegger et al., 2009).

Nem csak globálisan, hanem kisebb, kontinentális skálákon is képes érvényesülni a talajnedvesség hatása. Ide vehető a talajnedvesség memóriája, ami azt jelenti, hogy egy adott földrajzi térségben vett tavaszi talajnedveség-tartalom hogyan képes a nyári csapadéokra – tehát 1–3 hónapos időskálán - hatást gyakorolni, hogyan tudja azt megváltoztatni gyengítve vagy erősítve ezzel nagytérségű áramlási rendszereket pl. a monszunt (*Zuo et al., 2007*). Természetesen sokkal kisebb időskálán is meglátszik e perturbáló hatás mind a csapadék mennyiségében, időtartamában, napon belüli megjelenésében, de még a csapadékhullás típusában is.

Szakdolgozatomban bemutatom a talajnedvesség felszín-légkör kölcsönhatásban betöltött szerepét, mint jelentős időjárás- és éghajlatmódosító komponenst. Kitérek a talaj-légkör kapcsolat csapadék-, éghajlati- és nagytérségű áramlási rendszerekre történő hatásának modellekkel történt vizsgálatára a globális és mezoskálán. Szó lesz a talajnedvesség-memóriáról a hosszabb, illetve a rövidebb időskálán. Megmutatom, hogy a felszín miként tudja befolyásolni a napi csapadék mennyiségét, időtartamát, napon belüli megjelenését és típusát modellezési tanulmányokon, valamint méréseken keresztül. Továbbá rávilágítok a felszínhasználat szerepére, hiszen ez sem hagyható el a felszín és a légkör közötti folyamatok leírásában. Végül pedig az explicit, illetve paraméterezett modelleredmények különbségeit taglalom a felszín-légkör kölcsönhatás mértékének, illetve a csapadék mennyiségének meghatározása érdekében. Mindezzel célom, hogy a talajnedvesség különböző hatásait összegezzem, és áttekintést adjak ezekről a konvektív csapadéokra gyakorolt impulzusokról.

## 2 A felszín szerepe a légköri folyamatokban

Az időjárás-modellezés megjelenésekor már felismerték azt a tényt, hogy a földfelszín és ehhez kapcsolódóan a felszín-légkör kölcsönhatások nem hagyhatók ki, azokat be kell építeni a szimulációkba (*Richardson, 1922*), hiszen a felszíni folyamatok hatással vannak az időjárás alakulására és a rövidtávú éghajlati változásra is (*Namias, 1962*). További kutatások arról is szólnak, hogy a jelentősen megváltozott felszíni hidrológiai körülmények meglehetősen kiterjedt változásokat okozhatnak a hidrológiai ciklusban (*Yeh et al., 1983*). Számos tanulmány készült annak érdekében, hogy expliciten megvizsgálják talajnedvesség anomáliák hatásait a légkörre vonatkozóan.

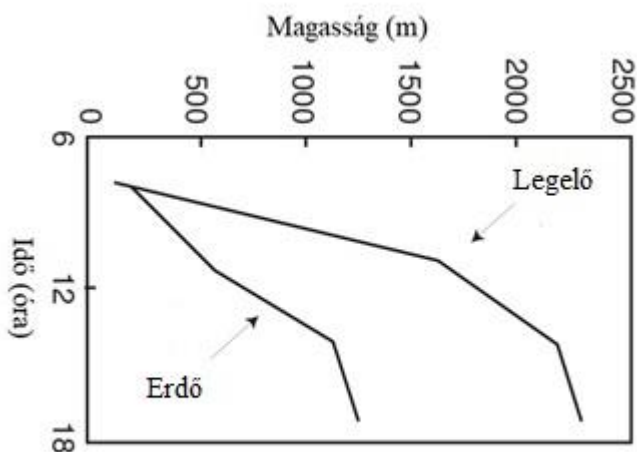
Megkülönböztetünk megfigyelésen (*Koster et al., 2003; Petrova et al., 2018*) és modelleredményen alapuló tanulmányokat (*Ookouchi et al., 1984, Schär et al., 1999; Cioni & Hohenegger, 2017*), utóbbit további két kategóriára oszthatunk (*Delworth & Manabe, 1989*). Az elsőben azt vizsgálják, hogy az előre megadott, állandó talajnedvesség hogyan hat a légkörre (*Shukla & Mintz, 1982; Imanovic et al., 2017*). Általánosságban azt találták, hogy a negatív talajnedvesség anomália csökkenti az evaporációt és növeli a felszíni hőmérsékletet, pozitív anomália esetén pedig ennek a fordítottja látszik, növekszik a párolgás, és csökken a felszín hőmérséklete. A megnövekedett felszíni hőmérsékletet a kisebb evaporáció miatt a látens hőáram csökkenése okozta (*Yeh et al., 1983*). *Imanovic et al.* (2017) munkájukban az előre megadott talajnedvesség hatását a konvektív csapadéokra egyenletes és nem egyenletes talajnedvesség perturbációval vizsgálták az orográfia által okozott további hatásokkal, illetve anélkül. A második típus, melyet korábban *Walker & Rowntree* (1977), *Delworth & Manabe* (1989) szemléltetett, arról szól, hogy a talajnedvességet a légkörrel interaktív módon – azaz a felszín-légkör kölcsönhatások következtében változott talaj figyelembevételével - számították ki a modellintegrációkban, miután a talajnedvesség kezdeti anomáliáit előírták. Utóbbi vizsgálati típusok a különböző időjárási és éghajlati modellek elterjedésével egyre inkább kerülnek előtérbe (pl. *Fischer et al., 2007; Henneberg et al., 2018*).

### 2.1 Felszíni heterogenitás

A termikusan indukált mezoskálájú cirkulációk nagyban összefüggenek a földfelszín heterogenitásával. Ilyen például a tenger és a szárazföld, a város és a vidék, vagy a hegy és a völgy között lezajló áramlás, de elég, ha csak egy öntözött és egy száraz talajfelszínt hasonlítunk össze ebből a szempontból. Az ilyen cirkulációk napi menettel rendelkeznek,

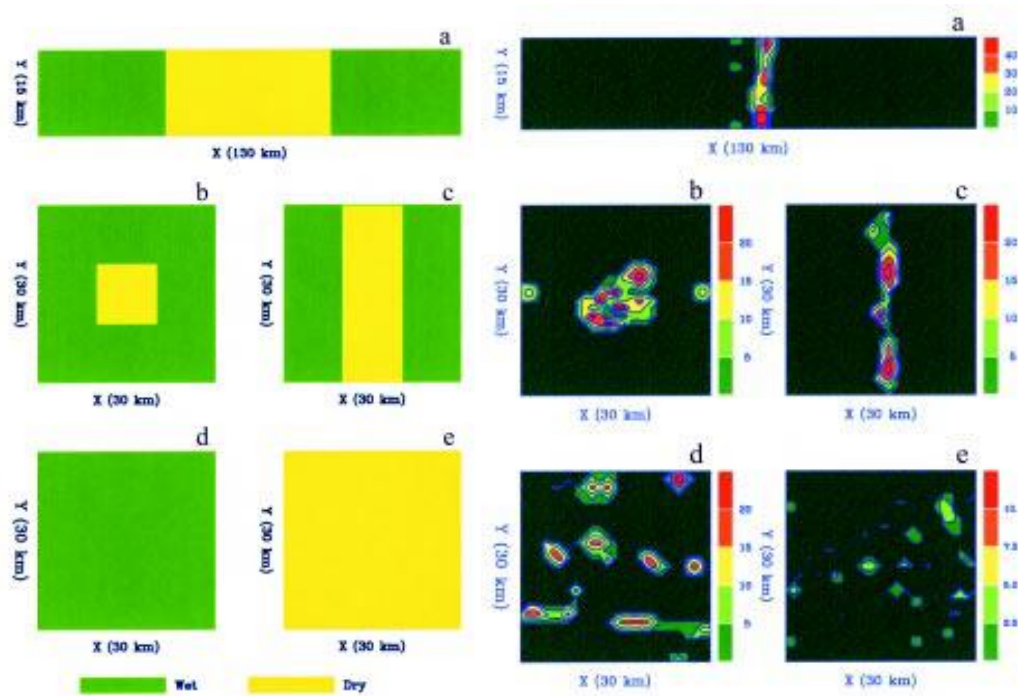
amely a planetáris határréteg (PHR) termikus karakterisztikáihoz köthető. Ilyen karakterisztikák pl. a felszíni szenibilis és látens hőáram, és e kettő közötti egyensúlyi megoszlás, ami egy kulcsfontosságú tényező a PHR fejlődésében. A Bowen-arány (ld. 2.3 fejezet) ezt a megoszlást számszerűsíti. A mezoskálájú cirkulációknak fontos szerepe van a lokális meteorológiai, a cumulus konvekció és levegőminőségi minták kialakításában (Ookouchi et al., 1984). Továbbá fontos még az erdősített és fakivágásokkal sújtott területek aránya, hiszen ez is kedvező környezetet alakít ki mezoskálájú cirkulációk fejlődéséhez (Pitman et al., 1999).

A talajnedvességnek nagy szerepe van a felszíni energiaháztartás kialakításában, ezáltal közvetlenül hat a planetáris határrétegre is. A mezoskálán belül számos folyamat járulhat hozzá a talajnedvesség változékonyságához. Ilyen pl. az, hogy ha lokálisan jelentősebb csapadék hull le egy adott térrészre, mely elszigetelt területeket alakíthat ki magasabb talajnedvességgel. Topográfiai tényezők is befolyásolhatják a talajnedvesség változékonyságát, itt pl. egy hegy luv és lee oldalát kell megemlíteni. Mezőgazdasági termőterületek is okozhatnak változást a talaj nedvességében. A művelt, tehát öntözött területek és a környező szárazabb földek között jelentősen eltérhet e meteorológiai paraméter. A mocsaras, lápos területek is magasabb talajnedvességgel bírnak. (Pitman et al., 1999) Megfigyelések vannak arról (1. ábra), hogy az Amazonasban az esős évszakon kívül a legelőkön mélyebb határréteg alakul ki, mint az erdő felett az erőteljesebb szenibilis hőáram miatt (Gash & Nobre, 1997).



1. ábra: A konvektív határréteg átlagos magassága Ji-Paraná (Brazília) erdő és legelő területei felett mérések alapján (Gash & Nobre, 1997).

Ehhez a megállapításhoz szorosan kapcsolódik *Avissar & Liu* (1996) tanulmánya, melyben azt vizsgálták modellezési szimulációkon keresztül, hogy homogén és heterogén talajok felett mennyiben különbözik a csapadék térbeli eloszlása és mennyisége (2. ábra). A modelltartomány felbontása 250 x 250 m-es volt. Az ábrán zöld színnel van jelölve a sűrű erdő, míg a sárga szín a száraz legelőt hivatott szimbolizálni. A kép d és e betűvel jelölt részein látható, hogy a terület homogén, ezért itt cirkuláció nem tud kialakulni, így a csapadék térbeli helyzete is véletlenszerű, továbbá az is szembeötlő, hogy a nedves (zöld) területen a csapadékmennyiség jóval több, mint a száraz (sárga) részen. Mindazonáltal nem csak a csapadék mennyiségében látható változás, hanem annak mintázata sem egyezik meg a két esetben. A nedves verzióban a reggel kialakult sekély felhők könnyen tudnak tovább fejlődni, hiszen a nedves párolgó felszín gondoskodik a nedvesség utánpótlásról. Délután, a turbulens átkeverő mozgások maximumának eredményeként már mély felhők is megjelennek. A száraz szimulációban a felhők mind mélységükben, mind szélességükben eltérnek a nedves esetben futtatott verziótól. Ez amiatt lehetséges, hogy a felszínről nem áll rendelkezésre nedvesség, így csak abban az esetben tud kialakulni felhő - és akkor is viszonylag sekély - ha a légköri háttér elegendően nedves. Heterogén felszínek esetében, ahol már mezoskálájú cirkulációk alakultak ki az erdő-legelő kontraszt által, erős vertikális nedvesség mozgás dominál. Az akkumulált csapadék is nagyobb a heterogén esetben, mint a homogén esetben. A két felszintípus eltérő nedvességi viszonyai hatására a száraz területek felett konvergencia és ezáltal csapadék alakult ki, mely a nedves területek fölött leáramlást, azaz divergenciát hozott létre, itt csapadék nem tudott kialakulni. Ennek oka itt is az eltérő felszíni energiaegyensúly változásában keresendő. Az erdős területek felett a párolgás nagyobb, amely csökkenti a felszíni hőmérsékletet, ami végső soron a szenzibilis és látens hőáramok közötti megoszlás változásában mutatkozik meg.



2. ábra: Bal oldalon a területek elhelyezkedése a szimulált modelldoméneken (sárga: száraz legelő, zöld: nedves, erdős területek); jobb oldalon a felgyülemlett csapadék mennyisége és térbeli mintázata délután 18 órakor (Avisar & Liu, 1996)

## 2.2 Albedó

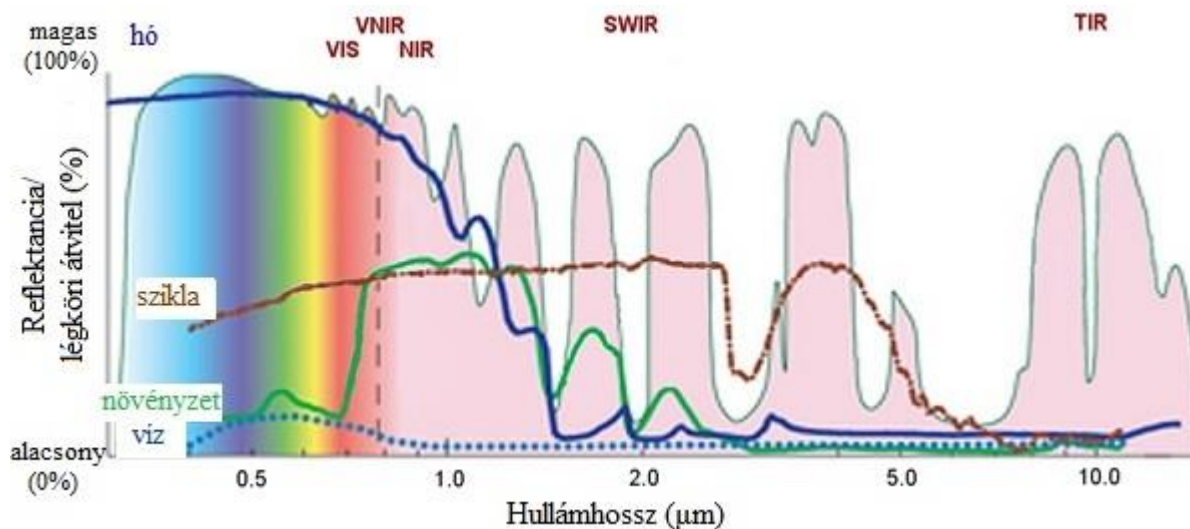
A felszíni albedó is fontos talajnedvesség alakító tényező a csapadékképződésen keresztül, ami fordítva is igaz, tehát a talajnedvesség hat az albedóra is. Függetlenül a felszín növényzettel való borítottságától, és ezáltal a talaj nedvességétől is (Walker & Rowntree, 1977). A száraz, homokos vagy sziklás talaj sokkal nagyobb albedóval rendelkezik (világos színe miatt), mint a növényzet által borított talaj. Ezért pl. a sivatagi régiók sokkal több napsugárzást vernek vissza, mint környezetük. A sivatagi területek melegebbek, mint környezetük és kevesebb felhő is képződik felettük. Következésképp elmondható, hogy az albedó döntő szerepet játszik a sivatagok kialakításában és fenntartásában. A magas albedó hozzájárul a nettó sugárzási hővesztéshez a környezethez viszonyítva és emiatt horizontális hőmérsékleti gradiens alakul ki. A felszíni hőmérsékleti gradiens olyan cirkulációt alakít ki, amely a hőt a magasba emeli, és a termikus egyensúlyt egy leáramlással (süllyedő mozgással) és adiabatikus összenyomással tartja fent, hiszen a leáramló levegőnek adiabatikusan süllyedve csökken a térfogata. Rendkívül fontos a saharai régió környezetének növényzettel való borítottsága, ugyanis a növényzet képes megváltoztatni egy terület albedóját, ezáltal a csapadékmennyiséget is. Charney et al. (1975) globális

szimulációkban az albedót 14%-ról 35%-ra növelték, ami a termikus egyenlítő (ITCZ) déli irányba történő eltolódását eredményezte több szélességi fokkal, ami azt okozta, hogy az esős évszakban a száheli csapadékmennyiség 40%-kal csökkent. A talaj nedvessége ugyanakkor közvetlenül is módosíthatja a légköri körülményeket a párolgás befolyásolásával, és ezáltal kihat a látens hő formájában rendelkezésre álló nettó sugárzási arányokra. Fontos megemlíteni még a hóval és növényzettel borított felszínek albedóját. Azokon a hóval borított területeken, ahol erdők is vannak, az albedó sokkal kisebb, mint azokon a havas részeken, ahol a növényzet alacsony növésű (pl. törpecserjék, zuzmók, mohák), tehát a vegetáció alacsonyabb szintű. Ilyen terület pl. a tundra. Pozitív visszacsatolási mechanizmus tud kialakulni ugyanis, ha csökken az albedó, akkor növekszik a felszíni hőmérséklet, ami pedig a magas növésű növényeknek teremt elő kedvező körülményeket, a fák pedig tovább csökkentik az albedót (*Pitman et al., 1999*).

A 3. ábrán a különböző felszín típusok reflektancia változását láthatjuk a hullámhossz függvényében, ami segít pl. műholdas megfigyelésekkel detektált felszínek elkülönítésében, hiszen a spektrum látható tartományában (VIS) nem mindig egyértelmű (főleg éjszaka), hogy egy adott területet valóban hótakaró fed, vagy csak felhőzet látszódik, esetleg világos homok van a talajon. A hóval borított felszíneknek (kék görbe) van a legnagyobb reflektancia értéke a látható tartományban, ami a műholdképeken fehér színnel jelenik meg. Ha a rövidhullámú infravörös tartományban vizsgálódunk (SWIR), akkor a hónak már alacsony szintű lesz a reflektanciája (alacsony hőmérséklete miatt), ahogy az az ábrán is jól kivehető, így jól elkülöníthető más világos területektől [*EUMeTrain*]. Az is látszik, hogy a növényzet (zöld görbe) alacsony reflektancia-szinttel rendelkezik a látható tartományban, emiatt az albedó is kisebb, ahogy *Pitman et al. (1999)* munkájában olvasható.

A növényzet alacsony reflektancia értékét leveleinek pigmentjei, különösen a klorofill-tartalom okozza, amely jobban elnyeli a kék és a piros színű fényt, mint a zöldet, emiatt a 0,5–0,6  $\mu\text{m}$  közötti intervallumban látszódik egy kisebb növekedés. A látható tartomány vörös színétől a közeli infravörös tartományig (NIR) ugyanakkor már növekedés tapasztalható, ami a levelek sejt- és szövetszerkezetének köszönhető, melynek segítségével a vegetáció aktivitásának fokát szokták vizsgálni. A növényzet sugárzás visszaverőképessége sok tényezőtől függhet. Ilyenek a növényzet fajtája, növekedési stádiuma, a növény víztartalma, vagy különböző betegségek és kártevők is okozhatnak megváltozott értéket. Például azokon a területeken, ahol zöld fűvű a talaj, ott a visszaverőképesség nagy értéket érhet el (kb. 70%), míg a száraz, fakó füves régiókban akár 25%-kal alacsonyabb is

lehet az albedó a közeli infravörös tartományban. A talaj növényzettel való borítottsága hozzájárul a reflektancia szintjének megváltozásához. Például azok a nedves talajok, ahol a vegetáció az adott terület 60%-át fedi le, a visszaverő-képesség alacsonyabb lesz, mint a 20%-os borítottságú esetben. A legnagyobb értéket az albedó a száraz talaj esetében veszi fel, a nedves talaj kb. 20%-kal alacsonyabb szinttel rendelkezik. (Ma et al., 2019)



3. ábra: Különböző felszínek reflektanciája [EUMeTrain].

### 2.3 Felszíni energiaegyenleg

Ahogy a bevezetőben írtam a földfelszín, mint jelentős időjárás- és éghajlatalkító tényező fontos szereplő a légköri energia- és nedvességháztartási viszonyok kialakításában. A következőkben a felszín és a légkör közötti energia-egyensúlyi mérleget (1)(2), és annak megváltozását részletezem.

$$R_N = Q_G + H + L(E + T) \quad (1)$$

$$P = E + T + RO + I \quad (2)$$

Ahol az  $R_N$  reprezentálja a nettó sugárzási áramot, ami egyenlő azzal, hogy  $Q_S (I - A) + Q_{LW\downarrow} - Q_{LW\uparrow}$ .  $P$  a csapadékot,  $E$  az evaporációt (ez a kifejezés azt jelenti, hogy a folyékony víz vízgőzzé alakul nembiofizikai folyamatok által, pl. a talaj felszínéről, a levelekről és az ágakról való párolgás útján, vagyis a fizikai párolgás),  $T$  a transzspirációt (ami alatt a növények sztomáján keresztüli párologtatását értjük),  $Q_G$  a talaj hőáramot,  $H$  a turbulens

szenzibilis hőáramot,  $L(E + T)$  a turbulens látens hőáramot,  $L$  a párolgási hőt,  $RO$  a lefolyást,  $I$  az infiltrációt (beszivárgást),  $Q_s$  a besugárzást,  $A$  az albedót,  $Q_{LW\downarrow}$  a beérkező hosszuhullámú sugárzást,  $Q_{LW\uparrow}$  a kimenő hosszuhullámú sugárzást, ami egyenlő a  $(1 - \varepsilon)Q_{LW\downarrow} + \varepsilon \sigma T_s^4$  kifejezéssel, ahol  $\varepsilon$  a felszíni emisszió és  $T_s$  a felszín hőmérséklete. A szenzibilis hőáram a nappali felmelegedés hatására a felszínről meginduló feláramlások, míg a látens hőáram a fázisátalakulási folyamatok révén keletkező rejtett hő.

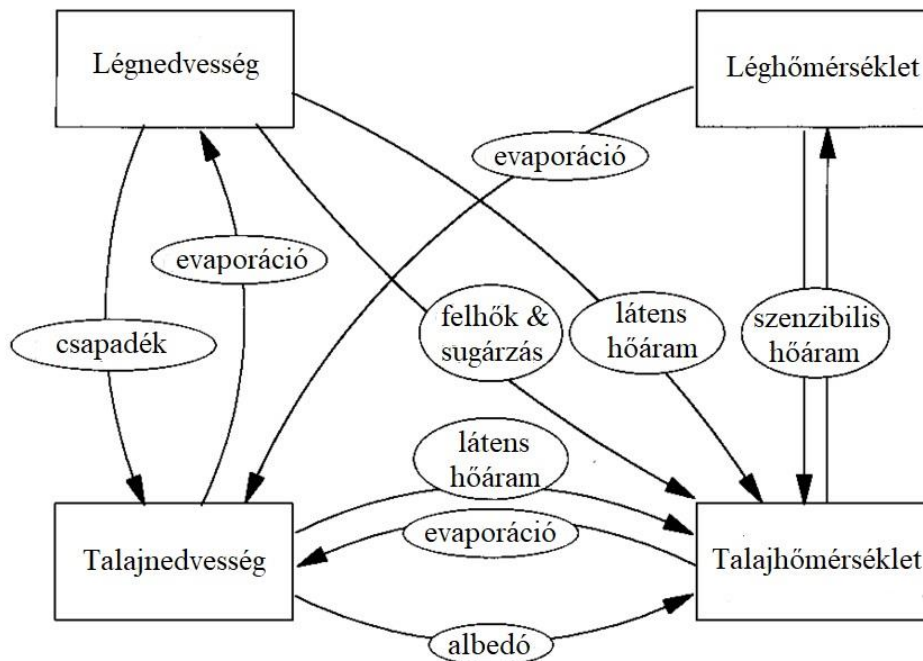
Az egyenletek egyes tagjai változásuk eredményeként más komponensekre is hatnak, így e két egyenlet (1)(2) nem független egymástól. Például ha az evaporáció és a transzspiráció csökken, az a (2)-ben növeli a talaj hőáramot ( $Q_G$ ) és/vagy (1)-ben a turbulens szenzibilis hőáramot ( $H$ ), ha a nettó sugárzási áram ( $R_N$ ) nem változik. A párolgás csökkenése pl. akkor következhet be, amikor pl. egy területen erdőirtások zajlanak, ami miatt növekszik a lefolyás. Fontos tényező a csapadék mennyisége, illetve típusa, hiszen alapvetően határozza meg azt, hogy hogyan oszlik el a vízmennyiség a lefolyás, az infiltráció és az intercepció (növények vízfelfogása) között vegetált földterület fölött. A turbulens szenzibilis és látens hőáram relatív mennyisége a Bowen-arány ( $B$ ) (3) és az  $e_f$  párolgási frakció (4) meghatározására szolgál.

$$B = \frac{H}{[L(E + T)]} \quad (3) \qquad e_f = \frac{L(E + T)}{R_N} \quad (4)$$

A (3) nevezőjében, illetve a (4) számlálójában szereplő  $L(E + T)$  kifejezést evapotranszspirációnak nevezték el, ami az evaporáció és a transzspiráció együttese (*Pielke, 2001*).

A talajnedvesség ingadozását alapvetően az input és az output aránya adja meg, ami itt a csapadékot és a párolgást jelenti. A párolgási, valamint sugárzási viszonyok kialakítják a földfelszín szenzibilis és látens hőáramai közti viszonyt. A párolgás arányos a látens hőárammal, ahogyan azt a párolgási frakció (4) meghatározásában láthattuk. Minél inkább nagyobb a potenciális evaporáció (azaz a talajnedvesség korlátozása nélkül, adott klímaviszonyokon levő maximális párolgás), annál inkább ingadozik a talajnedvesség, és így annál nagyobb mértékben járul hozzá a légkör alsó rétegében fellépő változékonyságokhoz (*Delworth & Manabe, 1989*). A 4. ábrán látható, hogy a párolgáson keresztül a talajnedvesség képes hatást gyakorolni a levegő nedvességére és hőmérsékletére. Minél nedvesebb a talaj, annál nagyobb látens hőáram tud kialakulni (a szenzibilis hőáram rovására), ami hűti a felszínt, csökkentve annak hőmérsékletét, ezáltal a talaj hőmérsékletét

is. Az albedón keresztül is változhat a talajhőmérséklet. Nedvesebb talaj esetén az albedó értéke csökken, azaz csökken a sugárzásvisszaverő-képesség (sötétebb színe miatt), ami a talajhőmérséklet növekedésének kedvez. A sötétebb talaj növeli a sugárzási áramot, ami nagyobb energiát biztosít a talaj és a szenzibilis hőáramnak (Pielke, 2001). A talajhőmérséklet alakulása hatással van a léghőmérsékletre is. Minél szárazabb (magasabb hőmérsékletű a talaj) annál nagyobb lesz a szenzibilis hőáram, ami pedig melegíti a felette levő légréteget. Ez nyáron, anticiklonális helyzetben szembetűnő, vagy pl. sivatagokban. A felhők megjelenése a légnedvességi állapotoktól függ. Felhők jelenléte esetén a sugárzási viszonyok is megváltoznak. A beérkező közvetlen sugárzás alacsony szintje negatívan befolyásolja a talaj hőmérsékletét. A felszíni párolgás pedig meghatározza a felszínközeli levegő nedvesség tartalmát, ami hatással lehet a konvektív felhő- és ezáltal a csapadékképződésre.



4. ábra: A talaj és a felszínközeli légrétegek hő és nedvesség állapotai közötti kapcsolatok diagramja, Brubaker & Entekhabi (1996) nyomán.

### 3 A légköri konvekció

A konvekció, vagyis függőleges feláramlás a csapadékképződés egyik lehetséges módja, ha van elegendő rendelkezésre álló légnedvesség. Ehhez kapcsolódnak a záporok, zivatarok, de már önmagában egy gomolyfelhő, vagy egy termik megjelenése is a konvektív jelenségekhez sorolható. Zivatarnál nem csak intenzív csapadékhullás, de villámlás és mennydörgés is megfigyelhető. Különösen heves feláramlások esetén erősebb zivatargócok is létrejöhetnek, melyek vonalba rendeződve zivatarláncokat alkothatnak nagyobb pusztítást végezve a felszínen. A hurrikánok szintén e csoportot képviselik. Bár kis skálájú folyamatnak tekinthető a zivatarok keletkezése, mégis jelentős a globális légköri cirkulációs rendszer működésében, fenntartásában. Zivatarok nélkül nem lennének passzátszelek, de az a mennyiségű nedvesség sem lenne a légkörben, ami erősen kötődik e folyamatok meglétéhez, ennek következtében teljesen más klimatikus viszonyok uralkodnának bolygónkon (*Horváth, 2007*).

A feláramlásokat többféle triggerelő mechanizmus is kiválthatja. A felhajtóerő ugyan önmagában még nem trigger, de dinamikus kényszerek, mint pl. frontok, domborzat, konvergencia kiválthatják a felhajtóerőt és így már, mint triggerelő mechanizmus fogja segíteni a feláramlást. A felhajtóerő hatása leginkább nyáron, a délutáni órákban mutatkozik meg (szabad konvekció). Mivel a Nap alulról, a talaj közvetítésével melegíti fel a levegőt, az alsóbb légrétegekből mozgások indulnak meg felfelé (termikék), hiszen a meleg levegő könnyebb, mint a környezeté. A légréteg a kondenzációs szint elérésekor telítetté válik, majd kicsapódik a nedvesség és felhő keletkezik. Ha elég erős a feláramlás és van elegendő nedvesség, akkor ez a felhő tovább növekszik, vastagodik annak függvényében, hogy mekkora a kialakult hőmérséklet-különbség az emelkedő légréteg és környezete között, majd a tornyos gomolyfelhő fázis után kialakul a zivatarfelhő. E felhőtípus jellegzetes „karfiol” formája így alakul ki. A zivatarnak ezt a típusát más néven hőzivataroknak is szokás hívni (*Borbély, 1957*). Fontos, a rendelkezésre álló nedvesség mennyisége, hiszen megfelelő mennyiségű nedvesség hiányában a konvekció nem tud gomolyfelhőket kialakítani. Ilyenkor száraz konvekcióról beszélünk [*Davison - NCEP, 1999*]. A zivatarok üzemanyaga tehát a légnedvesség. A szenzibilis (érzékeltető) hőáramok formájában realizálódnak a természetben azok az áramlások, amelyek a felszínből indulnak. Abban az esetben, ha megtörténik a kondenzáció látens (rejtett) hő szabadul fel, ami tovább melegíti a légréteget. Miután kialakult a fent említett karfiol alakzat a felhő horizontálisan szétterül a troposzféra

és a sztratoszféra határánál, vagyis a tropopauzánál – ahol erős hőmérsékleti inverzió figyelhető meg – és egy jellegzetes üllő alakot vesz fel (*Pielke, 2001*).

A levegő horizontális áramlása különböző akadályokba is ütközhet. Az itt tetten érhető konvekció egyik leggyakoribb típusa az orográfia által keltett feláramlás. Ehhez kapcsolódó megállapítás az, hogy a hegyek lejtőin sokkal több zivatar képződik, mint ugyanazon szélességi körön fekvő sík területen. Példaként hozható fel az, hogy az Ural-hegység középső és déli részén 25–30, ugyanezen földrajzi szélességen levő síkvidéken pedig mindössze 10 körüli az évenkénti zivataros napok száma (*Bartha, 1987*). Magyarországi viszonylatban is megfigyelhető korreláció az évi zivataros napok száma és a hegyvidéki területek között. Szombathely és Kőszeg környéke, valamint a budai hegyek kiváló táptalaja az ilyen módon létrejövő zivataroknak. E területeket síkságok határolják, és ezen meleg síkságok nagy párabefogadóképességű felszálló levegőjére a hegységek emelő hatása csak tovább fokozza a feláramlást (*Borbély, 1957*).

Létrejöhetnek zivatarok frontokhoz kapcsolódóan is. Itt a konvergenciát kell megemlíteni, mint konvektív komponenst. Amikor hidegfront érkezik melegebb levegőjű terület felé, akkor az ott lévő meleg levegőt a hideg levegő felemelkedésre készíti, és egy bizonyos szögben megemeli azt. Ez generálja a felhajtóerőt, ami a hideg és meleg levegő közötti sűrűségkülönbségből ered. Ha elég gyors lefolyású ez az emelés, akkor heves felhőképződés megy végbe. A hidegfrontokhoz gyakran társul ún. görgővihar is, ami egy előre haladó vízszintes tengelyű légörvény (*Borbély, 1957*). Megérkezése szélrohamokkal jár és ilyenkor hirtelen hűlés következik be a talajon, mivel a hideg levegő lökészerűen tódul be a meleg levegő helyére. Abban az esetben, ha van a hidegfront előtti melegszeletben konvergencia, akkor a melegszelet konvergencia mentén fognak kialakulni zivatarok.

Ha a fentebb leírt görgőviharhoz erős feláramlás párosul, akkor ez a tengely vertikális irányultságú lesz, ami pedig a vertikális szélnyírás egyik következménye (*Horváth, 2007*). Abban az esetben, ha már kialakultak zivatarcellák (tehát a felhajtóerő elegendően erős, és konvergencia zóna is létrejött) akkor a szélnyírás rásegíthet a konvekcióra. Szélnyírásnak nevezzük a különböző vertikális szinteken előforduló eltérő sebességű szeleket. A zivatarfelhőben létrejövő feláramlási csatorna kapcsolatot teremt a talaj és a magasabb légrétegek között. A feláramlás jóval gyengébb, mint a fenti régiókban fújó szél, ami a beáramlási csatornából elfújja a levegőt és ott csökkenti a nyomást, így kényszerítve

nagyobb sebességre a feláramlást. Forgó zivatar vagy ún. szupercella alakul ki, ha ez a feláramlási csatorna örvényleni kezd, és e forgó mozgás által létrehozott centripetális és a zivatarfelhőn belüli alacsony nyomás miatt kialakuló nyomási gradiens erő egyensúlyba kerül, melynek eredményeként a zivatarcella akár több órán keresztül is fennmaradhat. Ezekbe a zivatarokba beáramló örvénylő levegő hozza létre a tornádót. Mivel az ilyen típusú zivataroknál a mérsékelt övi ciklonokhoz hasonlóan szintén megkülönböztetünk hideg- és melegszeztort, ezért ezeket mezociklonoknak is szokás nevezni, a „mezo” előtag természetesen annak kisebb skálájú volta miatt szükséges. Szupercellák szinte mindig pusztító jégesővel, felhőszakadással és heves szélrohamokkal járnak.

Sekély konvekcióról beszélünk akkor, ha az emelkedő légtömeg az 500 hPa-os szintnél nem jut feljebb. Kialakulásának feltétele az alacsony szintű konvergencia, a közép-troposzférában inverzió jelenléte, a relatív légnedvesség ne haladja meg a 70%-ot az 500 hPa-os szint fölött, valamint instabil légréteg, és egyéb triggerelő hatások.

A konvekciót mélynek nevezzük, amikor a felszín közelében indul és az 500 hPa-os szint fölé nyúlik, általában a tropopauzánál, 200 hPa körül áll meg [Davison - NCEP, 1999]. Ennek párja az óceánokban is megfigyelhető, ez felel a hideg víz alacsonyabb régiókba történő szállításáért, de dinamikailag ez kevésbé fontos, mint a légkörnél. Ami szükséges a mély konvekció létrejöttéhez azok általában a következők: 70% feletti relatív páratartalom az 500 hPa-os szint fölött, instabil vagy feltételesen légkör, és különböző triggerelő mechanizmusok, mint pl. alacsony szinten konvergencia (pl. domborzat, front, vagy mezoskálájú cirkuláció is kiválthatja), vagy magasban divergencia.

### 3.1 A részecskemódszer

Az, hogy mikor stabil, vagy instabil a légrétegződés egy adott térség felett, az legjobban a termodinamikai diagramokon vehető szemügyre (5. ábra). Ehhez először nézzük meg mit is jelent pontosan a részecskemódszer eljárás, ami e szemléltetéshez szükséges.

A felhajtóerő számszerű leírását a részecske módszer segítségével lehet leírni (Horváth, 2007). A módszer azzal a feltevéssel él, hogy a hidrosztatikus egyensúlyából vertikálisan kimozdított légrészecske új környezetében már nem lesz egyensúlyban. Ez az elmozdult légrészecske a környezetben semmilyen változást nem kelt. A részecske nyomása minden pontban megegyezik környezeté nyomásával, a perturbáció hatása csak a sűrűség- és hőmérsékletváltozásban látszódik. A légkör állapotát aszerint osztályozzuk, hogy a

kimozduló részecskére új környezetében az eredeti állapotot visszaállító, vagy attól eltérítő erő lép fel.

Stabilis a légkör, ha a részecskére olyan erő hat, ami az eredeti egyensúlyi állapot felé való törekvésre készíti, instabil, ha az eredeti egyensúlytól eltérítő erő hat. Amennyiben a légrészecske a perturbált állapotban is egyensúlyban van, akkor az egyensúly indifferens, vagy közömbös. Ezeket az állapotokat a légrész és környezete közötti eltérő hőmérséklete alapján is elkülöníthetjük. Ehhez használjuk fel a konvektív gyorsulás egyenletét (5), ahol  $T'$  jelöli a légrész hőmérsékletét és  $T$  a környezete hőmérsékletét (Götz & Rákóczi, 1981).

$$\frac{dw}{dt} = g \frac{T' - T}{T} \quad (5)$$

Megállapítható, hogy abban az esetben, ha a légrész hidegebb környezeténél ( $T > T'$ ) stabilis rétegződési állapotról beszélünk, ellenkező esetben pedig instabil helyzetről ( $T < T'$ ). Indifferens, ha a légrész hőmérséklete megegyezik környezetéével ( $T' = T$ ).

A stabilitás a hőmérsékleti gradiensekkel is kifejezhető (6). Változzon a légrészecske és környezete közötti hőmérséklet egy  $dz$  szakaszon. Legyen  $\Gamma_x$  az emelkedő légrész,  $\gamma$  pedig a környezet hőmérsékleti gradiense.

$$\frac{dw}{dt} = \frac{\gamma - \Gamma_x}{T} g dz \quad (6)$$

Ez alapján elmondható, hogy ha az emelkedő légrészecske hőmérsékleti gradiense nagyobb, mint a környezetéé ( $\gamma < \Gamma_x$ ), stabilis állapotról beszélünk. Akkor, amikor épp ennek fordítottja áll fenn ( $\gamma > \Gamma_x$ ) instabilnak hívjuk. Indifferens, ha a kettő megegyezik ( $\gamma = \Gamma_x$ ).

Instabilis helyzet esetén a perturbáció hatására kimozduló részecske tovább távolodik egyensúlyi helyzetétől, azaz a felhajtóerő miatt konvektív mozgás jön létre, pl. gomolyfelhőképződés. Stabil állapot esetén konvektív jelenség nem alakul ki, hiszen ekkor túlfut a kimozdított légrészecske egyensúlyi állapotán, majd ellenkező irányba gyorsulva ismét az egyensúlyi helyzete felé veszi az irányt (Götz & Rákóczi, 1981).

### 3.2 A konvektív hasznosítható potenciális energia és a konvektív tiltás

A felszín-légkör kölcsönhatások vizsgálatában legfőképp a konvektív hasznosítható potenciális energiának és a konvektív tiltásnak lesz szerepe. Ezek az instabilitási indexek segíthetnek a csapadék konvektívként vagy sztratiforként történő besorolásában.

A CAPE, vagyis a konvektív hasznosítható potenciális energia (**C**onvective **A**vailable **P**otential **E**nergy) az a belső energia, amely konvektív mozgási energiává tud alakulni (*Horváth, 2007*). E mennyiséget a szabadkonvekciós (**L**evel of **F**ree **C**onvection, LFC) és a kiegyenlítési szint (**E**quilibrium **L**evel, EL) közötti integrálással határozzák meg (7).

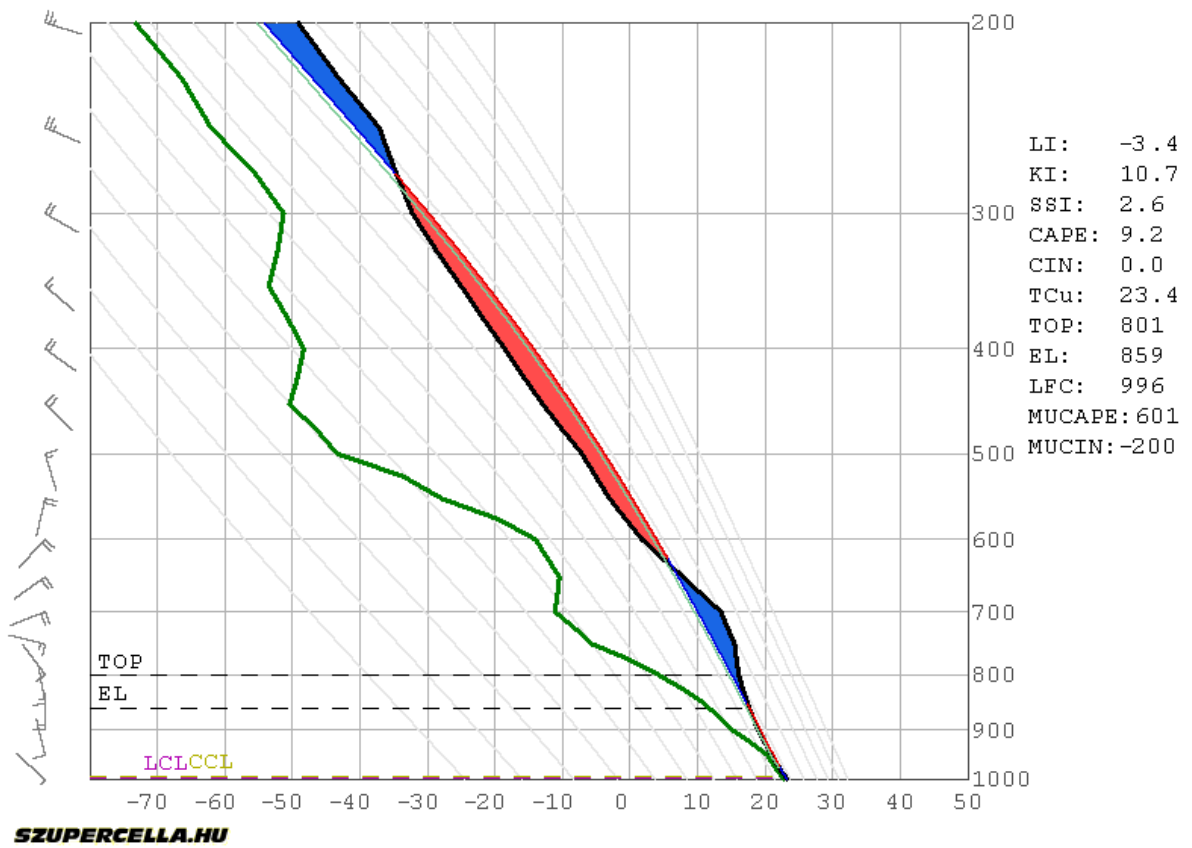
$$CAPE = \int_{LFC}^{EL} (T_{vp} - T_{va}) R_d d \ln p \quad (7)$$

Ahol  $T_{vp}$  jelöli a légréksz,  $T_{va}$  pedig a környezet virtuális hőmérsékletét [K],  $R_d$  a száraz levegő specifikus gázállandóját [J/(kg·K)], és  $p$  a levegő nyomását [Pa] (*Alfieri et al., 2008*). Az LFC és az EL szintek közötti terület a termodinamikai diagramokon az ún. pozitív terület, hiszen a légkör végez munkát az emelkedő részecskén (az emelkedéshez természetesen legalább feltételesen instabil légkör szükséges), mert a környező levegő hőmérséklete alacsonyabb (5. ábra). Ez egészen az EL szintig tart, ahonnan ismét már a környező levegő hőmérséklete lesz a magasabb. Minél magasabb a CAPE értéke, annál inkább kedvezőbb a helyzet hevesebb zivatarok kialakulásához, persze önmagában ez még nem elég létrejöttükhöz. Magyarországi viszonylatban 2500 J/kg körüli értékek már magasabbnak számítanak (*Horváth, 2007*).

A CIN, vagyis a konvektív tiltás/gátlás (**C**onvective **I**nhibition) definíciója megegyezik a CAPE-nél leírttal, azzal a különbséggel, hogy itt a felszín (**S**ur**F**a**C**e, SFC) és a szabadkonvekció szintje (LFC) között integrálunk (8).

$$CIN = \int_{SFC}^{LFC} (T_{vp} - T_{va}) R_d d \ln p \quad (8)$$

A jelölések is megegyeznek a CAPE-nél leírtakkal. Mivel ebben az esetben a felszínről induló légréksz hőmérséklete kisebb, mint a környezeté, emiatt ez a termodinamikai diagramokon negatív területként szerepel, tekintve, hogy itt az emelkedő légrézecske végez munkát a környezet levegőjén (5. ábra). Ez a stabilis állapot képes arra, hogy megakadályozza az emelkedő légrézecskek instabillá válását (*Alfieri et al., 2008*). Ha a CIN értéke túl nagy, akkor az esetlegesen magas CAPE értékkel is rendelkező légkör ellenére a konvekció nem indul be. De abban az esetben, ha a feláramlás elegendően erős, áttöri ezt a záróréteget, és annál hevesebb konvekció indulhat meg (*Horváth, 2007*).



5. ábra: Termodinamikai diagram (CIN: kék területek; CAPE: piros területek; zöld folytonos vonal: harmatpont-profil; fekete folytonos vonal: környezet hőmérséklet profilja) Forrás: [szupercella.hu]

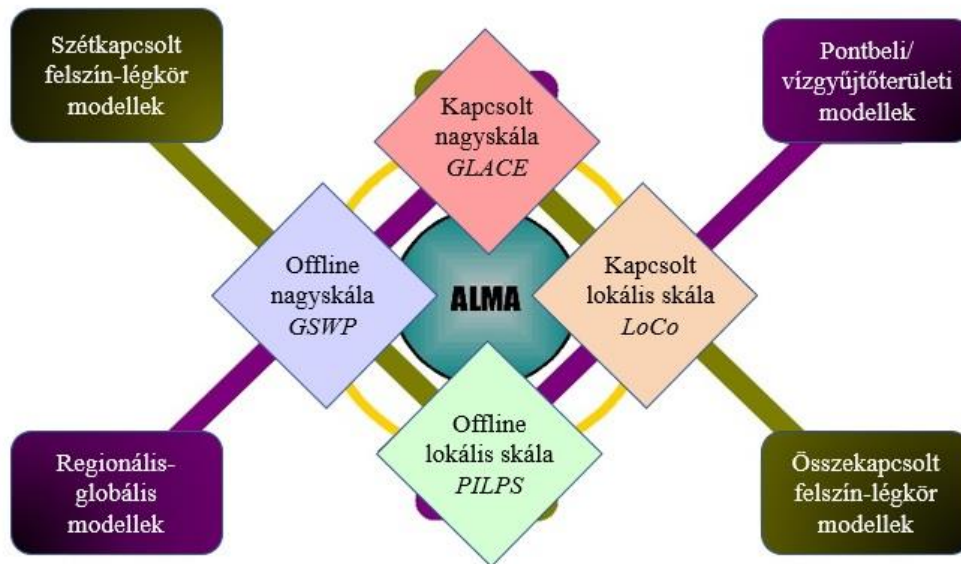
## 4 Talajnedvesség és csapadék kölcsönhatás vizsgálatok

### 4.1 Nemzetközi szervezet

A Föld vízciklusát, illetve a talaj és a légkör energiafluxusait a **Global Energy and Water cycle Exchanges (GEWEX)** nevű projekt hivatott tanulmányozni. A GEWEX koordinálja azokat a tudományos tevékenységeket, amelyeket kutatók végeznek a globális vízciklus, a felszín-légkör kölcsönhatások és azok éghajlatra gyakorolt hatásainak részletesebb megismerése érdekében [GEWEX]. A GEWEX és egyéb szervezetek rávilágítottak a földfelszíni modellrendszerek fontosságára, és arra, hogy ezeket a rendszereket hogyan lehet továbbfejleszteni, valamint milyen paramétereket lehet beépíteni a későbbi modellszimulációkba. Ilyen pl. az a felismerés, hogy a szén-ciklus is fontos tényező a földfelszín állapotának leírásában, hiszen a szén-dioxid fluxusok közvetlenül hatnak a vegetáció fejlődésére. A ciklus beépítésével még pontosabb képet kaphatunk a klimatikus változások és a bioszféra közötti visszacsatolásokról. Fontos még a földfelszín horizontális összetettsége, hiszen az egyes felszíntípusok eltérő szerkezete révén nem homogén eloszlású. Végül lényeges pont adatasszimilációs módszerek kidolgozása a felszín állapotának elemzésére, vagy felszíni rendszerek globális szintű értékelésére (*Polcher et al., 2000*).

A GEWEX további 4 alszervezetre osztható fel (6. ábra). Van olyan szervezet, amely a szakértőket bevonó tudományos projekteket koordinálja annak érdekében, hogy hozzájáruljanak a légköri modellek fejlesztéséhez. Másnak az a célja, hogy megértse és előrejelezze a kontinentális és helyi skálájú hidroklimát a hidrológiai alkalmazásokhoz, felhasználásokhoz. Míg van olyan is, ami a hosszútávú, globális légköri felszíni vizek és energiatermékek előállítását és értékelését vezeti. Szakdolgozatomban a GLASS (**Global Land-Atmosphere System Study**) feladatkörével foglalkozom, amely a felszín-légkör modellek fejlődésére és értékelésére koncentrálna. A GLASS felépítése rámutat azokra a térbeli skálákra, amelyekre a különböző rendszereket alkalmazzák, és kiemeli azokon a kölcsönhatás mértékét, erősségét. Az ALMA (**Assistance for Land-surface Modelling Activities**) egy olyan összefogó szervezet, ami infrastruktúrát és technikai támogatást nyújt a 4 térbeli skálán futtatott működéshez [*Hollmann – WMO, 2018*]. A GLASS 2 térbeli skálával rendelkezik, egy lokális és egy kontinentális skálával, melyeken 2 különböző jellegű modellverzióval végeznek szimulációkat, ami egy online és egy offline jellegű

jelent. Offline futtatás esetén a talaj nem hat vissza a légkörre, online esetében viszont igen. Írásomban az utóbbi verzióval használt eredményeket fogom bemutatni leginkább, de összehasonlítás erejéig az előbbit is.



6. ábra: A GLASS szervezet felépítése *Polcher et al. (2000) nyomán*

## 4.2 Globális skála

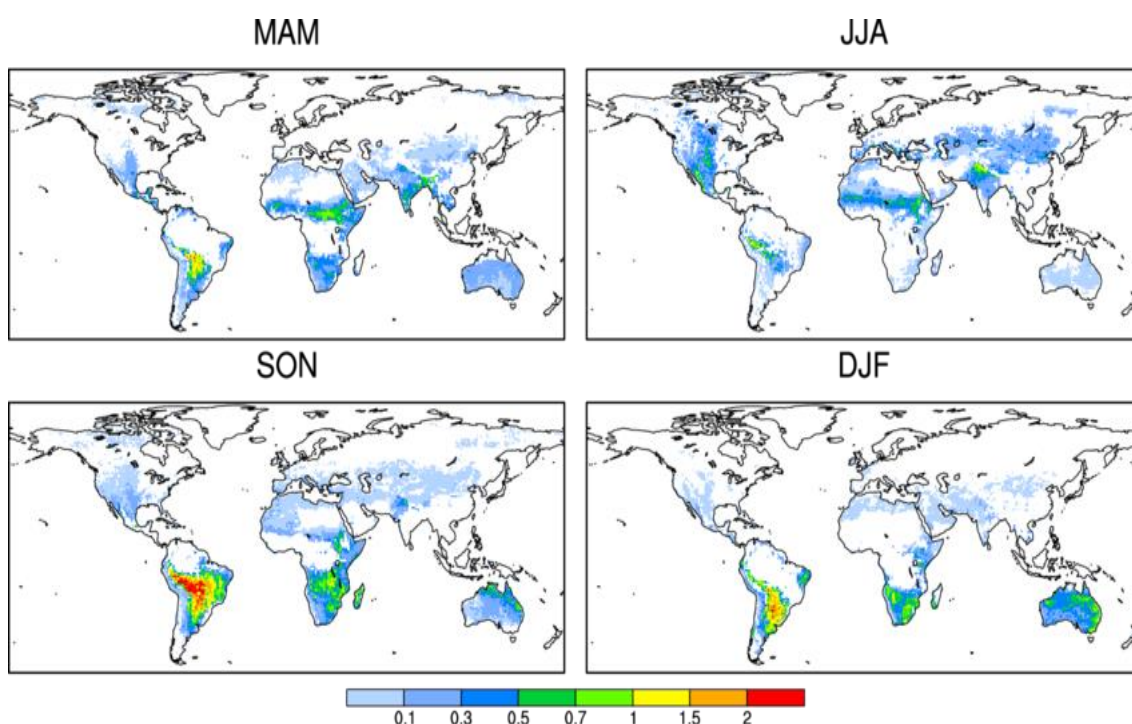
A bevezetésben már szó volt a GLACE (Global Land-Atmosphere Coupling Experiment) modell-összehasonlító projektről, amely az online verzióval futtatott modellek eredményeit taglalja kontinentális skálán. A projekt a numerikus időjárás- és éghajlatmodellezés tipikusan elhanyagolt, mégis kritikus fontosságú elemeire összpontosít: a felszín-légkör kölcsönhatás mértéke, illetve a földfelszíni állapotban bekövetkező különböző anomáliák (pl. talajnedvesség) mértéke hogyan befolyásolhatja a csapadékképződést és más légköri folyamatokat (*Koster et al., 2006*). A GLACE-ben résztvevő 12 általános légköri cirkulációs modellel (Atmospheric General Circulation Model AGCM) numerikus kísérleteket végeztek a talajnedvesség objektív számszerűsítése érdekében az északi félteke nyári évszakára.

A projekt fő megállapítása az, hogy a talajnedvesség legnagyobb hatása a csapadéokra az átmeneti régiókban, a száraz és nedves klímával rendelkező területek között van akkor, ha az evapotranszspiráció megfelelő érzékenységgel rendelkezik a talajnedvességváltozásokra, és a párolgás mértéke, valamint változékonysága elegendően nagy ahhoz, hogy befolyásolja a csapadékot. A kifejezetten nedves vagy száraz éghajlatú térségekben ez nem

figyelhető meg (Wei & Dirmeyer, 2012). Nedves területeken, ahol a talajnedvesség-tartalom magas, a párolgást nem a talajnedvesség, hanem a nettó sugárzási energia szabályozza, hiszen a párolgás nem érzékeny a talajnedvesség-változásra, így a csapadék sem lehet érzékeny ezekre. Száraz régiókban a párolgási sebesség érzékeny a talajnedvesség-tartalomra, ez az érték itt kicsi, ami pedig a csapadékképződés szempontjából nem kedvező. Télen, és a magas szélességeken egész évben a párolgás a gyenge besugárzás miatt kicsi, így itt szintén nem jelentős a talajnedvesség hatása (Delworth & Manabe, 1989). Az átmeneti zónákban ugyanakkor a korábban leírt feltételek teljesülnek különösen abban az esetben, ha a nedves határreteg nedvesség konvekciót triggerelhet (Koster et al., 2004). Továbbá arra is kitért, hogy ún. „hot spot-ok” (kapcsolódási pontok) vannak olyan területeken, ahol az ilyen jellegű felszín és a légkör közötti kölcsönhatás sűrűbben megjelenik. Ebből is látszik, hogy a felszín-légkör kölcsönhatás nem érzékelhető mindenhol, tehát viszonylag kisebb térséget érint. A „hot spot-ok” azonosítása és modellezése kiemelt fontosságú az éghajlati előrejelzésekben, ugyanis megfigyelési adatok széles körben nem állnak rendelkezésre. Ilyen „hot spot”-nak számít Észak-Amerika Nagy-síksága, a Száhel, Afrika egyenlítői része, és Észak-India. Gyengébb formában, de ugyancsak megtalálható e kölcsönhatás Dél-Amerikában, Közép-Ázsiában, és Kínában. Azt nem lehet elmondani, hogy mindegyik modell egyetért a „hot spot-ok” detektálásában. Zhang et al. (2008) tanulmányában a Mediterráneum és az Ibériai-félsziget (Dél-Európa) félnedves (szemihumid) erdős részében fekvő füves terület is szerepet kap, mint lokalizált „hot spot”. Ez az eltérés arra enged következtetni, hogy a felszín-légkör kölcsönhatás erősségét meghatározó fizikai folyamatok nem egyértelműek, sok bennük a bizonytalanság (Koster et al., 2004). Abban viszont mindegyik tanulmány egyetért, hogy ezek a pontok az átmeneti régiókban találhatók.

A továbbiakban a talajnedvesség-párolgás (TN-P), a párolgás-csapadék (P-CS), és a talajnedvesség-csapadék (TN-CS) kapcsolatok modellezéséről lesz szó. A Wei és Dirmeyer (2012) munkájában használt MERRA rendszer nem tagja a GLACE-nek, de hasonlóságot mutat vele. A talaj-csapadék visszacsatolásnak két lehetséges mechanizmusa van (Schär et al., 1999). Az egyik a közvetlen mechanizmus, melyben a nedves talajok fölötti csapadék közvetlenül az ugyanazon talaj evapotranszspirációjából származik (pozitív visszacsatolás). Általánosságban elmondható, hogy a talajnedvesség és a párolgás közti kapcsolat helyi folyamatnak tekinthető, hiszen a párolgó talaj a fölötté levő légrétegeket fogja ellátni nedvességgel, befolyásolva ezzel a felszíni energiaáramokat. Lokális hatása révén számszerűsíteni ezt a folyamatot viszonylag könnyű. Ugyanez nem mondható el a párolgás-

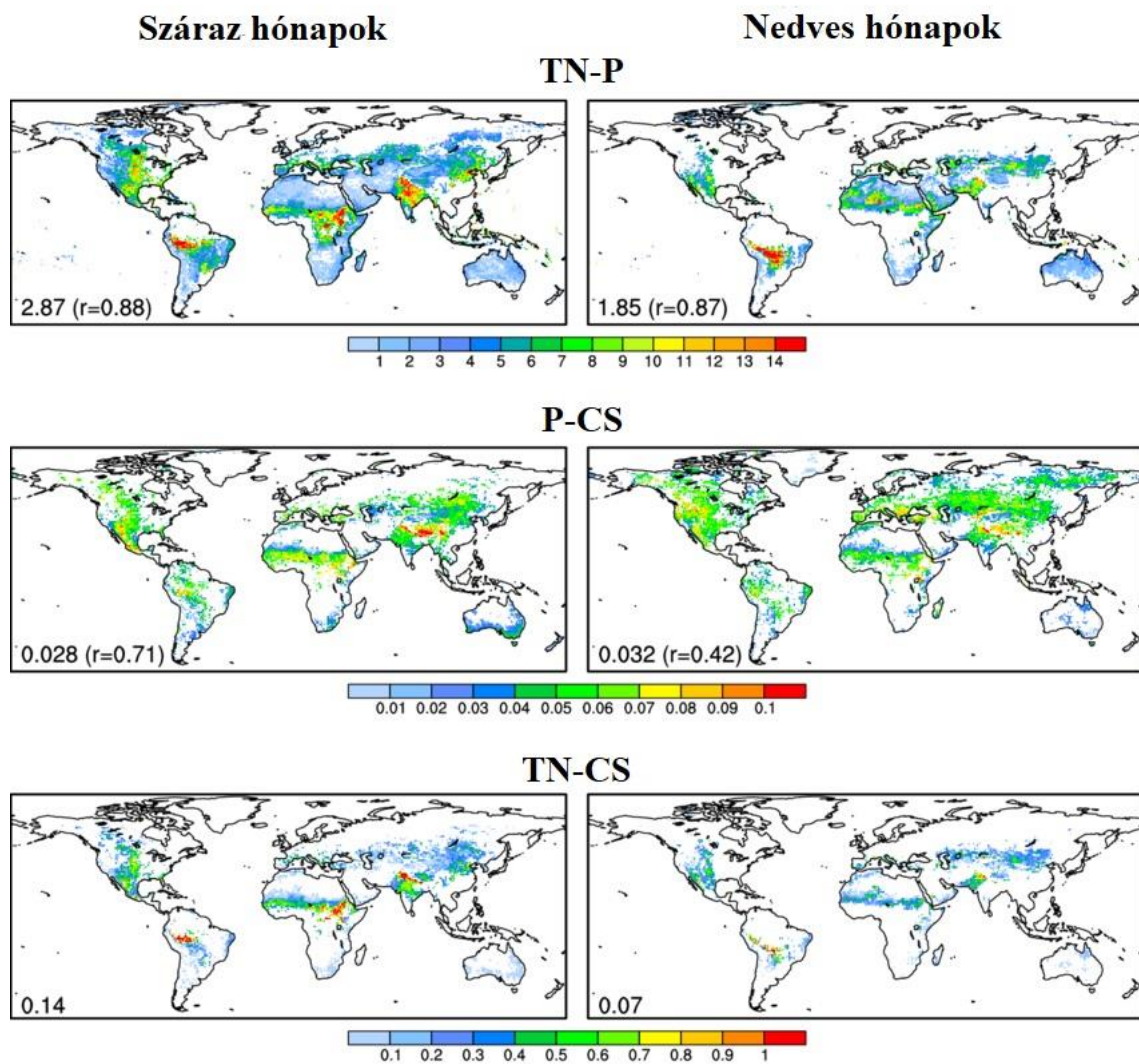
csapadék viszonyáról, amely a másik mechanizmushoz a közvetett mechanizmushoz kapcsolódik, melyben a nedvesség a különböző áramlási rendszerek által szállítódik a légkörben, és ez a többlet nedvesség az, ami a csapadékhhoz hozzájárul. Tehát ez esetben nem csak helyi hatás dominálhat, hiszen a csapadékképződés szempontjából az advektált nedvességnek igen fontos szerepe van. Megállapították a TN-CS és a P-CS kapcsolatrendszeréről, hogy ha a helyi hatások jellemzők inkább, akkor a távoli hatások elenyészőnek tekinthetők (Wei & Dirmeyer, 2012). A TN-CS kapcsolatát szemlélteti a 7. ábra, ahol a helyi hatások láthatók térbelileg elhelyezve. A színskála a hatás erősségét reprezentálja.



**7. ábra: Talajnedvesség változásának hatása a lokális csapadéokra. Mértékegység:  $W/m^2$  (Wei & Dirmeyer, 2012)**

A 7. ábrán jól látszik továbbá az a szezonális ciklikusság, ami leginkább a trópusi övben figyelhető meg, köszönhetően az ITCZ évszakos vándorlásának. Nyáron az északi féltekén, míg télen a déli féltekén figyelhető meg a helyi hatások dominanciája a talajnedvesség-csapadék viszony tekintetében. A képen az a korábban említett eredmény is jól kivehető, ami az átmeneti régiók fontosságát hangsúlyozta, ugyanis pl. Afrika esetében a nedves egyenlítői és a száraz sivatagi éghajlat között helyezkedik el az a zóna (szavanna éghajlat), ahol a felszín-légkör kölcsönhatás megjelenik. A június-július-augusztusi időszak mintázata nagyon hasonlít a fentebb leírt GLACE modelltanulmány eredményére, vagyis a felszín-légkör kölcsönhatás boreális nyári eloszlására.

Jelentős eredmény tükröződik a 8. ábrán, ami a TN-P és TN-CS kapcsolatok erősségének térbeli és időbeli elhelyezésére fókuszál. Modellezési eredmények kimutatták, hogy az előbb leírt két kapcsolat mértéke a klimatológiailag nedves területeken a száraz hónapok alatt mutatható ki a legnagyobb mértékben, míg a száraz régiókban épp a nedves időszakban. Példaként megemlítem, hogy a száraz hónapokban az egyenlítői övben nagyon erős a kapcsolat a talajnedvesség és a párolgás között, a nedves periódus alatt viszont a sivatagok környezetében mutatkozik meg a két komponens közötti kapcsolat maximuma. A talajnedvesség-párolgás szerepének viszonya a száraz hónapokban sokkal hangsúlyosabb, mint a nedves hónapokban, így a talajnedvesség-csapadék kölcsönhatás is végeredményben a száraz hónapok alatt éri el maximumát. Látható továbbá, hogy a TN-P nagymértékben meghatározza a TN-CS térbeli és időbeli változékonyságát (Wei & Dirmeyer, 2012).



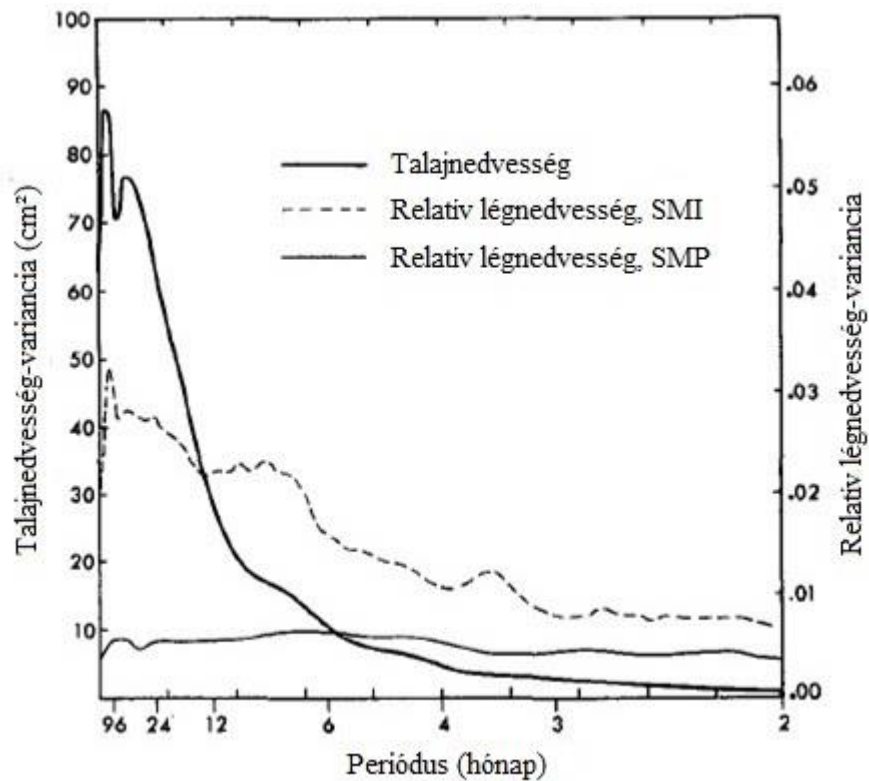
8. ábra: 1979–2005 közötti nyári időszakra (JJA) számított talajnedvesség-párolgás (TN-P), párolgás-csapadék (P-CS), és talajnedvesség-csapadék (TN-CS) értékek száraz és nedves hónapokra. A mértékegységek  $W/m^2$ -ben értendők, a P-CS egysége dimenziótlan (Wei & Dirmeyer, 2012)

### 4.3 Éghajlati skála

A következőkben látjuk, hogy Európában is jelentős hatása van a talajnedvességnek. Mivel a talajnedvesség képes megváltoztatni a szenzibilis és látens hőáramok közötti megoszlást, így a csapadékképződésre is kihat. Ha a talajnedvesség változása tartósan fennáll, az az éghajlatra is hatással lesz hosszabb távon. A felszín-légkör kölcsönhatás felerősítheti, megváltoztathatja az adott térség éghajlatát (*Seneviratne et al., 2006*). Európán belül a legérzékenyebb terület a talajnedvességre jelenleg a mediterrán térség, hiszen most ez jelenti az átmeneti régiót a száraz és a nedves területek között (*Schär et al., 1999*). Az idő, valamint a globális klímaváltozás előrehaladtával ez azonban változhat, máshol is megjelenhetnek ilyen területek Európán belül, köszönhetően a légköri cirkulációbeli változásoknak. Ebben a fejezetben a felszín-légkör kölcsönhatás klímaváltozásra gyakorolt hatása kerül megvilágításra, de előtte többéves, vagyis éghajlati skálán releváns modelleredményekről lesz szó a talajnedvesség és a relatív légnedvesség között, hiszen kapcsolatuk a csapadékképződés szempontjából jelentős.

Jelentős változásokat okozhat a modellezési eredményekben az, ha a talajnedvesség hatását úgy vizsgálják, illetve modellezik, hogy a felszín és a légkör közötti kölcsönhatások következtében változó talajt megengedik, vagy sem. Utóbbi esetben a talajnedvesség fixen megadott, előírt évi menettel rendelkezik a szimulációk során. *Delworth & Manabe* (1989) publikációjában az előbbi konfigurációval 50 éves időtartamra végeztek szimulációt, melyben a talajnedvességet előrejelzik az előbb említett felszín-légkör közötti kölcsönhatások, valamint a nedvességháztartás figyelembevételével (SMI). A második konfigurációval az első beállításban kapott eredmények alapján írták elő a talajnedvesség szezonális ciklusát 25 évre (SMP). Az interaktív talaj esetében olyan egyszerűsítéseket vezetnek be, mint pl. a felhőborítottság időben konstanssá tétele, ami csak a földrajzi hosszúság és a tengerszint feletti magasságtól függ, ilyen a sugárzási viszonyok előre megadása, valamint a tengerhőmérsékletek előírt értékekkel rendelkeznek. A második integrációban a talajnedvesség fixen előírt évszakos menete mellett az albedó értéke sem változik. A tanulmány eredményét jól szemlélteti a 9. ábra. Az ábrán az interaktív verzióból származó átlagos talajnedvesség-variancia látható vastag, fekete vonallal jelölve. Az SMP variánsból nem került szemléltetésre a talajnedvesség, hiszen mivel előre megadott annak értéke, anomáliák nincsenek. Jól szemügyre vehető az a tény, hogy az interaktív esetben a légkör relatív nedvességének teljes varianciája jóval nagyobb, mint az előírt esetben. A

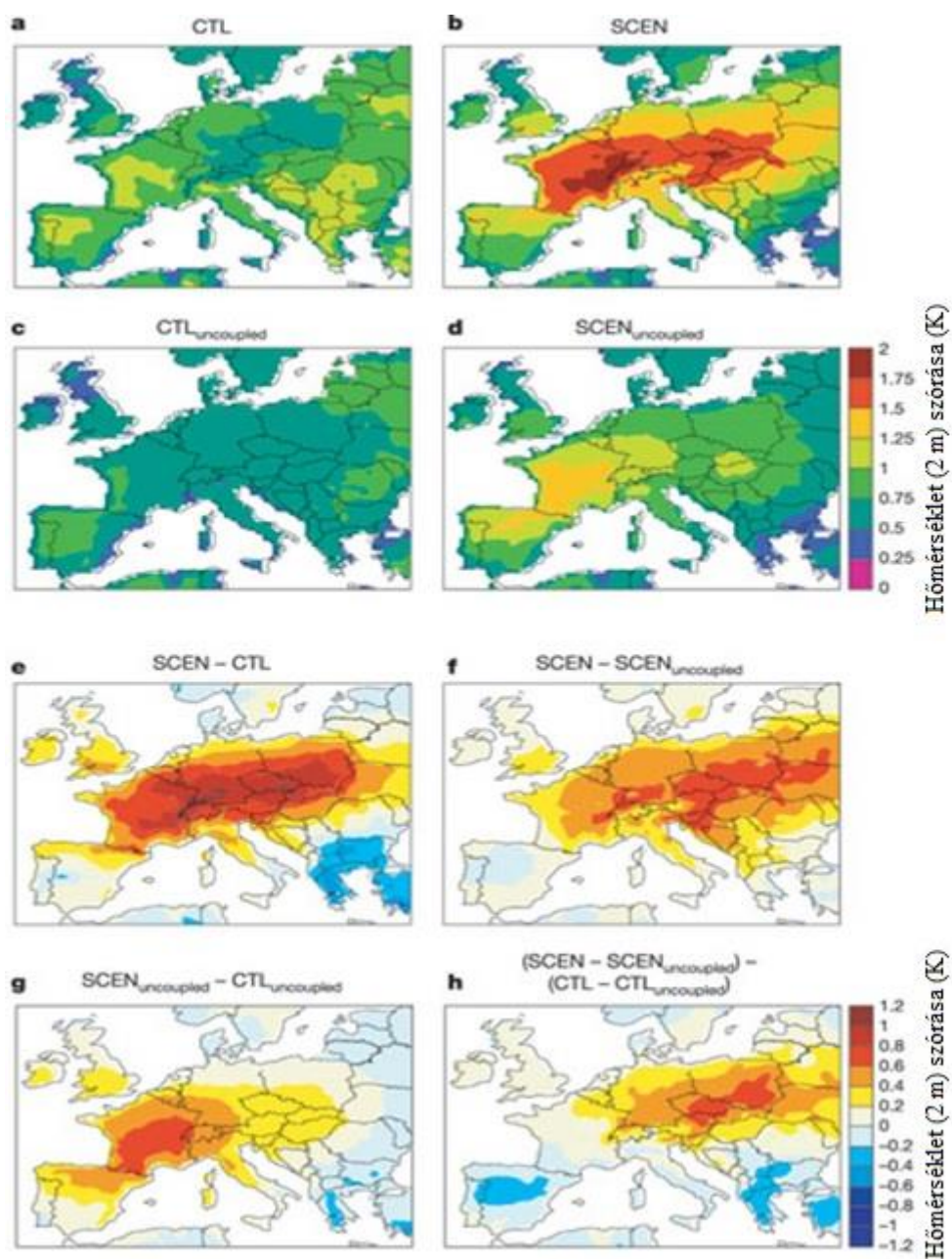
variancia továbbá a hosszabb időskálákon sokkal nagyobb, mint az előírt talajnedvesség esetében. Vizsgálatukban továbbá kiemelik, hogy a közepes földrajzi szélességeken rendelkezik a talajnedvesség a legnagyobb hatásfokkal a légköri változékonyság erősítése terén.



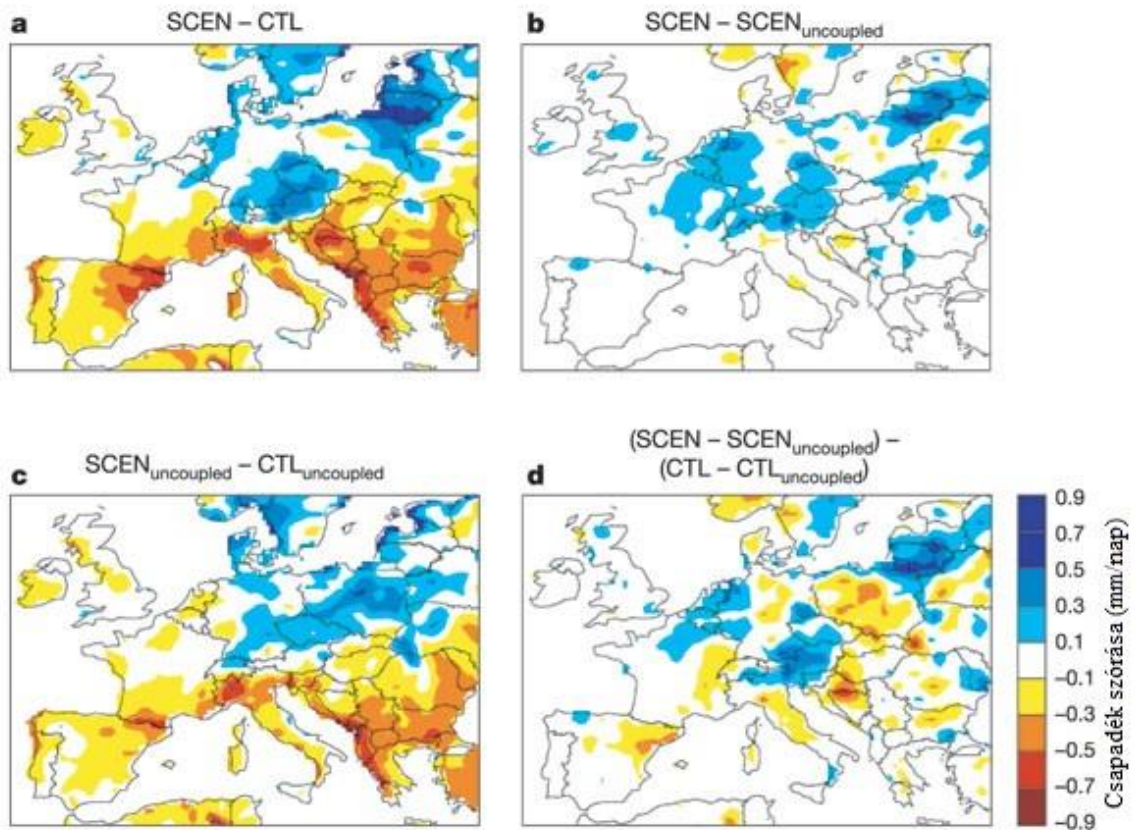
**9. ábra: A talajnedvesség és a relatív légnedvesség területi átlaga Észak-Amerikára nézve. Interaktív talajnedvesség (vastag, fekete görbe); interaktív relatív légnedvesség (fekete, szaggatott görbe); előírt relatív légnedvesség (fekete, folytonos görbe) (Delworth & Manabe, 1989)**

*Seneviratne et al.* (2006) tanulmányában a 2003-as nagy európai hőhullám kialakulási hátterének a felszín-légkör kölcsönhatás perspektívájából való vizsgálata kapott szerepet. A hőhullám egy pozitív visszacsatolási mechanizmuson keresztül tudott kialakulni. A nyári hónapokat megelőző időszakban a tartós csapadékhiány, a növényzet korai kizöldülése és az erős pozitív sugárzási anomáliák mind-mind hozzájárultak a talajnedvesség rekordszintű csökkenéséhez (*Fischer et al.*, 2007). A talajnedvesség csökkenésével megváltozott a szenzibilis és látens hőáramok közötti megoszlás. A nedvesség hiányának következtében a szenzibilis hőáram jelentősen megnőtt a látens hőáram rovására, az erőteljesebb szenzibilis hőáram pedig lokálisan magasabb felszíni hőmérsékleteket okozott, amelyet az uralkodó anticiklonális hatások tovább erősítettek. A jövőben ennek nagy szerepe

lesz az éghajlati viszonyok kialakításában, ugyanis éghajlati modellek az üvegházhatást okozó gázok koncentrációjának növekedésével párhuzamosan a hőmérséklet- és csapadék-szélsőségek, hóhullámok, illetve aszályok egyre gyakoribb megjelenését prognosztizálják. A tanulmány a felszín-légkör viszony jövőbeli állapotáról ad egy képet, hiszen a GLACE tanulmányban jelentős hot spot-ok Európában nincsenek lokalizálva (csupán a mediterrán térségben fordul elő). A cél az volt, hogy elkülönítsék a klímaváltozást okozó hatásokat, vagy mögöttes mechanizmusokat, amelyek kifejezetten a földfelszín és a légkör közötti kölcsönhatás okán mennek végbe. Röviden, mennyi az a jövőbeli változás az éghajlatban, amely csak a felszín-légkör kölcsönhatás számlájára írható. Az egyes szimulációkat regionális éghajlati modellel (RCM) futtatták, amely négy 30 éves éghajlati kísérletből áll és a nyári időszakra vonatkoznak. Kettő közelmúltbeli (CTL és CTL<sub>uncoupled</sub>; 1960–1989), és kettő jövőbeli (SCEN és SCEN<sub>uncoupled</sub>; 2070–2099) viszonyokat állít fel. A CTL és SCEN futások esetében a talajnedvesség nincs perturbálva. Azok a szimulációk, amelyek alsó indexben az „uncoupled” kifejezéssel vannak ellátva a légkör a földfelszíntől elválasztott, így kiküszöbölve a talajnedvesség évközi változékonyságát. A felszín-légkör kölcsönhatáson belül a talajnedvesség-hőmérséklet, valamint a talajnedvesség-csapadék kapcsolat került számszerűsítésre. Az eredmények azt mutatják, hogy a jövőben a hőmérséklet-változékonyság jelentős részben e kölcsönhatás miatt fog növekedni Nyugat- és Közép-Európában, ami jól kivehető a 10. ábrán. A SCEN<sub>uncoupled</sub> azt mutatja (10/d ábra), hogy egyébként is a nyugat-európai területek érzékenyek a hőmérséklet-változékonyságra. Összehasonlítva a GLACE tanulmány eredményével a CTL szimulációt az is jól látszik, hogy Európában jelenleg kisebb mértékű a földfelszín-légkör kölcsönhatástól való függés, és ez akkor is igaz, ha csak az egyéb tényezők (cirkuláció, tengerfelszín hőmérsékletek) változását vesszük figyelembe. A 10/h ábra azt a fontos megállapítást támasztja alá, hogy a közép- és kelet-európai régióban számottevő a hőmérséklet-változékonyság növekedése, mely eredmény a CTL – CTL<sub>uncoupled</sub>, és a SCEN – SCEN<sub>uncoupled</sub> különbségéből adódott. Látható, hogy Lengyelország, Csehország egyes területein 1 K is lehet a 2 méteren mért hőmérséklet szórása. Így tehát itt egy új átmeneti zóna alakulhat ki, ami érzékeny lehet ezekre a kölcsönhatásokra. Nyári csapadék szempontjából a konklúzió az, hogy ahol csapadéknövekedést szimulálnak, az leginkább a felszín-légkör kölcsönhatásnak köszönhető, mely leginkább az alpesi régiót érinti (11. ábra). A modellbizonytalanság a csapadékszimulációk esetén kissé nagyobb, mint a hőmérséklet esetén.



10. ábra: A felszín-légkör kölcsönhatás hatásai az üvegházhatású gázok indukált változásaira a nyári 2 méteres hőmérséklet-változás tekintetében. (Seneviratne et al., 2006)



**11. ábra: A felszín-légkör kapcsolat hatásai az üvegházhatást okozó gázok által kiváltott változásokra a nyári csapadékban. Mértékegység: mm/nap (Seneviratne et al., 2006)**

Arról már volt szó, hogy a mediterrán térség jelenlegi éghajlatunkban a felszín-légkör kölcsönhatás egyik hot spot-jaként szolgál. E térség légtömege hatást gyakorolhat Nyugat- és Közép-Európa időjárási viszonyaira is. A Mediterráneumban található szárazabb talaj fölötti levegő csökkent konvekciót eredményez, és ez a légtömeg Európa belső területei felé veheti az irányt, így hódítva teret magának az aszály. A szárazabb talajok beindítják a pozitív visszacsatolási mechanizmusokat. Támogatják a nagyobb szenzibilis hőáramot, melyen keresztül lokális felmelegedést okoznak. A kisebb felhőborítottság miatt a hőmérséklet dominanciája lesz jelen (több napsugárzás), valamint a kisebb mértékű konvekció a PHR szintjének növekedéséhez vezet, ami pedig a magasabb szintű anticiklonális körülmények kialakulásának kedvez (Zampieri et al., 2009). Ezekkel a visszacsatolásokkal egy stagnáló időjárási helyzet tud kialakulni, és végül Európa más területein is aszályos kondíciók jöhetnek létre.

#### 4.4 Évszakos skála

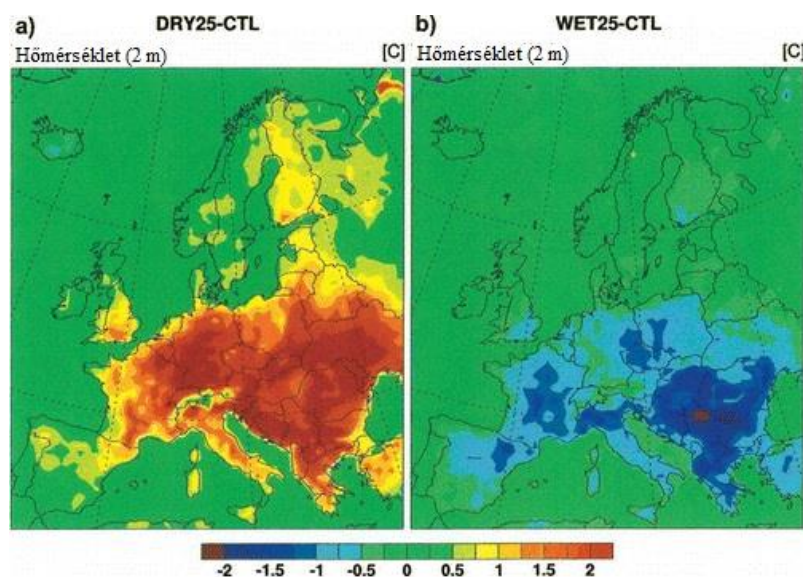
Az előzőekben láttuk, hogy a felszín-légkör kölcsönhatás az északi féltéken leginkább a nyári időszak alatt és az átmeneti régiókban mutatkozik meg. A talajnedvesség hozzájárulhat szélsőséges csapadék-anomáliák kialakulásához is. Ez az eredmény az érzékenységi vizsgálatokban is látszódik. A következőkben az ilyen vizsgálatok eredményeit részletezem.

A különböző érzékenységi vizsgálatokat regionális klímamodellel (RegCLM) futtatták. Ezek a tanulmányok a perturbált talajnedvesség csapadékképződésre gyakorolt hatásait vizsgálják. *Schär et al.* (1999) munkájában havi hosszúságú szimulációkat végeznek 1990 és 1993 júliusára nézve Európa térségére. A szimuláció 3 kísérletből áll, amelyeket ugyanazokkal a peremfeltételekkel hajtanak meg, csak a kezdeti talajnedvességet változtatják meg. Az első kísérlet a CTRL (Control) névre hallgat, amelyben a talajnedvesség mezőt a július 1-jén inicializálják az ECMWF operatív analíziséből. A száraz (DRY) szimulációban a kezdeti talajnedvesség a CTRL fele, míg a nedves kísérletben (WET) a CTRL kétszerese. Franciaország területén 1990 júliusában az alkalmazott szimulációk hatására a párolgás és a csapadék tekintetében is jelentős változások álltak be. A DRY szimulációban a párolgás 9 mm/hónap, a CTRL esetén 67 mm/hónap, míg a WET alkalmazásánál ez az érték 99 mm/hónap értékre növekszik. A csapadék is hasonló változékonyságot mutat. A száraz verzióban 10, a referencia esetben 20, a nedvesben 33 mm/hónap a csapadékváltozás mértéke. A korábbiakban bemutatásra került a csapadék újrahasznosítás (talaj-csapadék kölcsönhatás) lehetséges 2 módja. Vízháztartási elemzések azt mutatták, hogy Európában nem jelentős a közvetlen mechanizmus során újratermelődött csapadék mennyisége, kontinensünkön inkább a közvetett mechanizmusnak van nagyobb szerepe. Tehát a nedves talajok csapadéktöbblete a légköri advekciónak származik. A nedves talajok kisebb Bowen-arányt eredményeznek (a nagyobb látens hőáram miatt), emiatt a határréteg is alacsonyabban lesz. Mivel alacsonyabban lesz a határréteg, ezért az energiaáramok kisebb térfogatra koncentrálnak, emiatt az alsóbb rétegekben az entrópia nő, ami pedig a CAPE magasabb értékeihez vezet. Az alacsonyabb Bowen-arány magasabb relatív nedvességet von maga után, így csökkentve a szabadkonvekciós szintet, ami tovább fokozza az instabilitást. Mindez a nedves szimulációban következik be. Az előbb említett mechanizmus a mediterrán térségben érhető tetten a nyári konvektív csapadék fejlődésében, akkor, ha a szinoptikus kényszer (nagyskálájú folyamatok elhanyagolhatók) gyenge. Más hónapokban az erre a mechanizmusra való érzékenység nagyon gyenge.

Az Amerikai Egyesült Államok területén *Saini et al.* (2016) olyan érzékenységi vizsgálatokat végeztek regionális klímamoddellel, amelyben a kezdeti talajnedvesség hatását vizsgálták azokban az években, amikor jelentős aszály vagy árvizek pusztítottak szerte az országban. Ilyen tipikus év volt pl. az 1988-as, és a 2012-es aszályal, valamint az 1993-as árvízzel sújtott esztendő. A kísérletek kezdő időpontjai május 1. (késő tavasz) és június 1. (kora nyár) volt. Ezeket a talajnedvességeket cserélték ki az előbb felsorolt évek között. Az eredmények rámutatnak a nagyskálájú cirkulációk jelenlétének fontosságára a talajnedvesség lokális befolyásoló képességének szemszögéből. Az 1988-as és a 2012-es talajnedvességet lecserélték az 1993-as június 1-jei talajnedvességgel. Ennek hatása 2012-ben a legerősebb, ami annak köszönhető, hogy ebben az évben nyáron a nagyskálájú nedvességkonvergencia nem volt jelentős a térségben, emiatt a helyi hatások domináltak. E hatás eredménye pedig az, hogy a szimulált nyári szárazság és hőség gyengült 2012 nyarán. Ennek ellentette látszódik azokban az években, amikor a nagyskálájú folyamatok érvényesültek inkább, itt az 1993-as év talajnedvességét cserélték le az 1988-as június 1-jei állapottal. Ebben az esetben a szárazabb kondíciók kevés hatással vannak a csapadékra. Összességében a május 1-jei csere hatása sokkal gyengébb, mint a június 1-jei. Ez annak köszönhető, hogy május 1-jén nagyobb szerepet kap a nedvesség-konvergencia. Fontos kihangsúlyozni azt a megállapítást, hogy a felszíni hatások erősebbek aszályos körülmények idején, mint árvizek esetén, mely hasonló *Wei & Dirmeyer* (2012) globális skálán tett megállapításához.

A 2003-as európai hóhullám kialakulási háttere modellszimulációkban perturbált talajnedvességgel is vizsgálatra került *Fischer et al.* (2007) munkájában. A kísérleteket ugyancsak regionális klímamoddellel végezték a tavaszi talajnedvesség változtatásával, így tehát itt már szerepet kap a talajnedvesség-memória hatása is. A peremfeltételek és a tengerfelszín hőmérsékletek az ECMWF operatív analíziséből, és az ERA-40 40 éves reanalíziséből származnak. Olyan regionális klímaszimulációt készítettek, amely az 1970–2000 közötti referenciaidőszakra szól. A modell felbontása  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ . A modellel futtatott különböző érzékenységi szimulációk 2003. április 1-jei dátummal vannak inicializálva, amelyeket 10%, 15%, 20%, 25%, és 50%-kal tolnak el pozitív (WET, vagyis nedves szimulációk), illetve negatív (DRY, azaz száraz szimulációk) irányba. E szimulációk mellett egy referencia (CTL), egy négy szimulációból álló együttest kissé perturbált kezdeti feltételekkel (INIT), és egy klimatológiai tag (CLIM) is szerepel, amely az 1958–2001 közötti éghajlati átlagot mutatja. Az integrációk során kiderült, hogy az augusztus bizonyult a nyár legforróbb hónapjának. Az áprilisi talajnedvesség-tartalomtól függetlenül mindegyik

szimuláció erőteljes talajnedvesség csökkenést mutatott a nyár folyamán, melynek minimuma augusztusra esett. A talajnedvesség 25%-os csökkentése (DRY25) a Földközi-tenger és az Északi-tenger, valamint az Atlanti-óceán és a Fekete-tenger közötti sávban 2 °C-os hőmérséklet emelkedést okozott a nyár folyamán (12. ábra). A hőmérséklet növekedése az Ibériai-félszigeten és Skandináviában csak nagyon kis mértékű. Ezeket a magasabb hőmérsékleteket egyértelműen az alacsonyabb talajnedvesség, és az ennek következtében kialakuló visszacsatolások okozták, amelyek 30–50%-ban felelnek meg a 2003-as melegebb anomáliával Franciaország és Közép-Európa nagyobb részén. Ilyen pozitív visszacsatolás lehet az, hogy az aszály miatt megváltozik a troposzférikus cirkuláció, az alsóbb szinteken az magas hőmérsékletből fakadó alacsony nyomás mellett a troposzféra középső részén anticiklonális gerincesedés alakul ki. A WET25 szimulációban a talajnedvességet 25%-kal megemelték, ami csökkentette a nyári hőmérséklet anomáliáját, ami jól kivehető az ábrán. A terület, amely reagált a változásra szintén a Földközi-tenger és az Északi-tenger közötti terület, bár ebben az esetben a magasabb értékek területi eloszlása kisebb, mint a száraz verziónál, az alpesi régiót szinte nem is befolyásolja a perturbálás. Egyes területeken -1,5 °C fokos hőmérséklet-csökkenés is látható, de valahol a -2 °C-ot is eléri. Az eredmények továbbá azt mutatták, hogy klimatológiai átlagos talajnedvességgel ugyanolyan nagyskálájú cirkuláció fennállásával a 2003-as európai hőmérsékletek akár 2 °C-kal alacsonyabbak lettek volna. Végeredményben pedig a klimatológiai átlag talajnedvességet használva a nyári hőmérsékleti anomáliák 40%-kal csökkentek, így tehát, ha átlagos talajnedvességi értékek lettek volna jellemzők 2003-ban Európában, akkor valószínűleg nem lett volna ennyire forró az a nyár.



**12. ábra: 2003 nyarának hőmérsékleti anomáliái a tavaszi talajnedvesség perturbációk következtében (Fischer et al., 2007)**

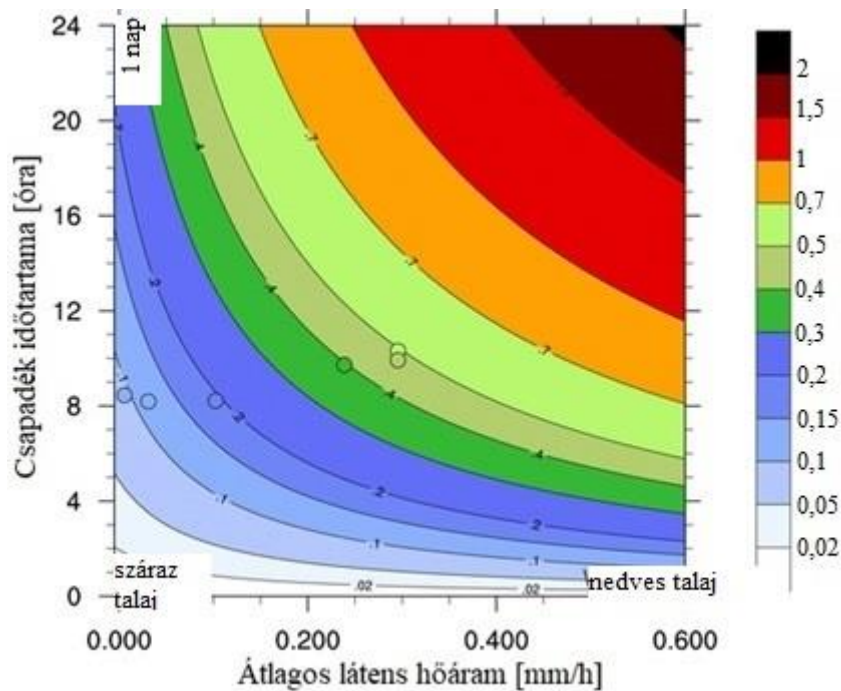
## 4.5 Napi skála

A konvektív csapadékfejlődésben máshol is keletkezhetnek változások a talajnedvesség hatására, így más kontinenseken is. Numerikus szimulációk kimutatták, hogy a talajnedvesség eloszlása befolyásolhatja a zivatarok tartósságát, valamint haladási pályájukat Észak-Amerikában (*Pal & Eltahir, 2002*). A talajnedvesség mennyisége, eloszlása nemcsak kontinentális, hanem lokális skálán is képes érvényesülni, és a lokális hatások révén a nagyskálájú dinamikára is kiterjeszthetik befolyásukat. Ez úgy történhet meg, hogy pl. nedvesebb talaj-anomália esetén csökken a felszín és a PHR hőmérséklete, viszont nő annak vízgőz koncentrációja (nő a konvektív aktivitás), ami csökkenti a diabtikus melegedést. Emiatt a geopotenciális magasság csökken, melynek hatására a zivatarcellák pályájában egy meridionális déli elmozdulás történik, hiszen megváltozik a nagyskálájú cirkuláció. Mivel így egy pozitív visszacsatolás alakul ki (a több csapadék miatt), ezért máshol is nedvesebb anomáliák lesznek megfigyelhetők, a kialakult csapadéktól távol eső részeken is, annak elmozdulása révén. A talajnedvesség képes a csapadék mennyiségét, időtartamát, intenzitását, napon belüli megjelenését, valamint típusát megváltoztatni. A szárazabb felszín és nagyobb talajnedvesség gradiensek esetén a csapadékrendszerek délután hamarabb alakulnak ki, kisebb mennyiségű esőt, gyengébb intenzitást és alacsonyabb térbeli változékonyságot okoznak a csapadékban (*Petrova et al., 2018*).

### *Mennyiség, időtartam*

*Cioni & Hohenegger (2017)* nagy turbulens örvények modellel (LES: **L**arge-**E**ddy **S**imulations) vizsgálatot végeztek annak érdekében, hogy kiderítsék a száraz talajok milyen körülmények között eredményeznek több csapadékot, mint a nedvesek. A modell felbontása 250 m x 250 m, és földfelszíni modellhez kapcsolódik. A szimulációkban száraz és nedves kondíciókra érzékeny talajok kezdeti telítettségi értékén változtattak. Az eredmények szintén nagyban függenek a felszíni látens- és szenzibilis hőáramok megoszlásától. A csapadékmennyiség és a felszíni látens hőáram közötti kapcsolat lineáris, melynek meredeksége nem változik az egyes körülmények között, így tehát nagyobb mennyiségű csapadék nem figyelhető meg szárazabb talajoknál. A 13. ábrán a várható akkumulált csapadék értékei látható a látens hőáram és a csapadék időtartamának függvényében, a nedves esetre. Látható, hogy nedvesebb talajok, tehát nagyobb látens hőárammal rendelkező

területek fölött több csapadék hullik nagyobb időtartam esetén, míg a száraz esetben lényegesen kevesebb. A csapadék mennyisége az egyes talajok fölött összhangban van a CAPE napi menetével. Szárazabb talajok fölött a planetáris határréteg melegebb és szárazabb, ami alacsonyabb CAPE értékekhez vezet, mivel kisebb a talajnedvesség, ami miatt a csapadék mennyisége is kevesebb lesz. A nedves és a száraz eset között az eltérés akár 1000 J/kg is lehet ugyanakkora telítettségi érték használata mellett.



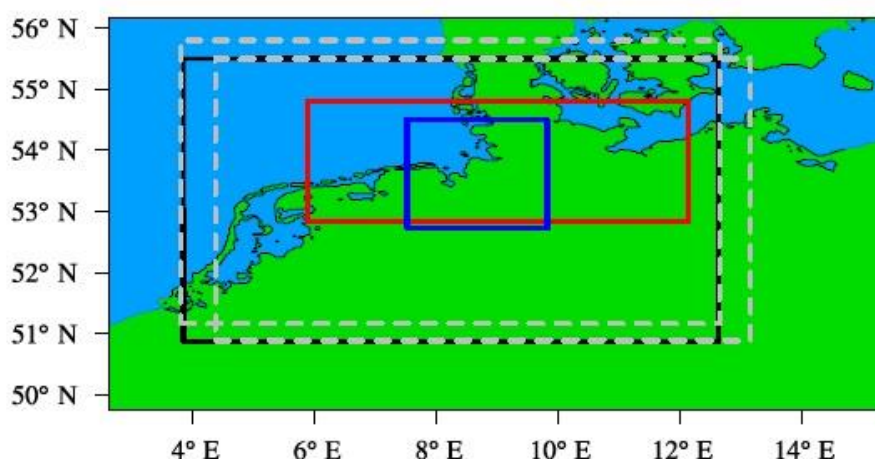
**13. ábra: A várható csapadékmennyiség látens hőáram és csapadék-időtartam függésének kontúrdiagramja. A színskála mértékegysége: mm (Cioni & Hohenegger, 2017)**

#### *Napon belüli megjelenés, intenzitás*

A csapadék napon belüli megjelenése is eltérő a két állapot között. *Petrova et al.* (2018) megállapították, hogy száraz talaj eseténél előbb beindul a konvekció (akár 2 órával is) száraz talajra érzékeny területeken, mint nedves talajnál, és fordítva a nedves talajra fogékony területeken. A konvekció előbbi beindulása annak köszönhető, hogy a planetáris határréteg növekedése az indukált szenzibilis hőárammal hatékonyabb, mint a nedvesítéssel történő triggerelés. Ezzel szemben nedvesebb talajok fölött indul be előbb a konvekció akkor, ha az emelési kondenzációs szint csökkenése nedvesítéssel történik, ami a látens hőáramok növeléséhez vezet. Ebben az esetben ez a leghatékonyabb triggerelő mechanizmus. A nagyobb, 100 km-es skálán is bizonyított az, hogy száraz talajok előbb beindíthatják a konvekciót. Az észak-afrikai szemi-arid régióban megfigyelésekkel támasztották alá a modellszimulációk ezen eredményeit. Kimutatták, hogy erősen heterogén

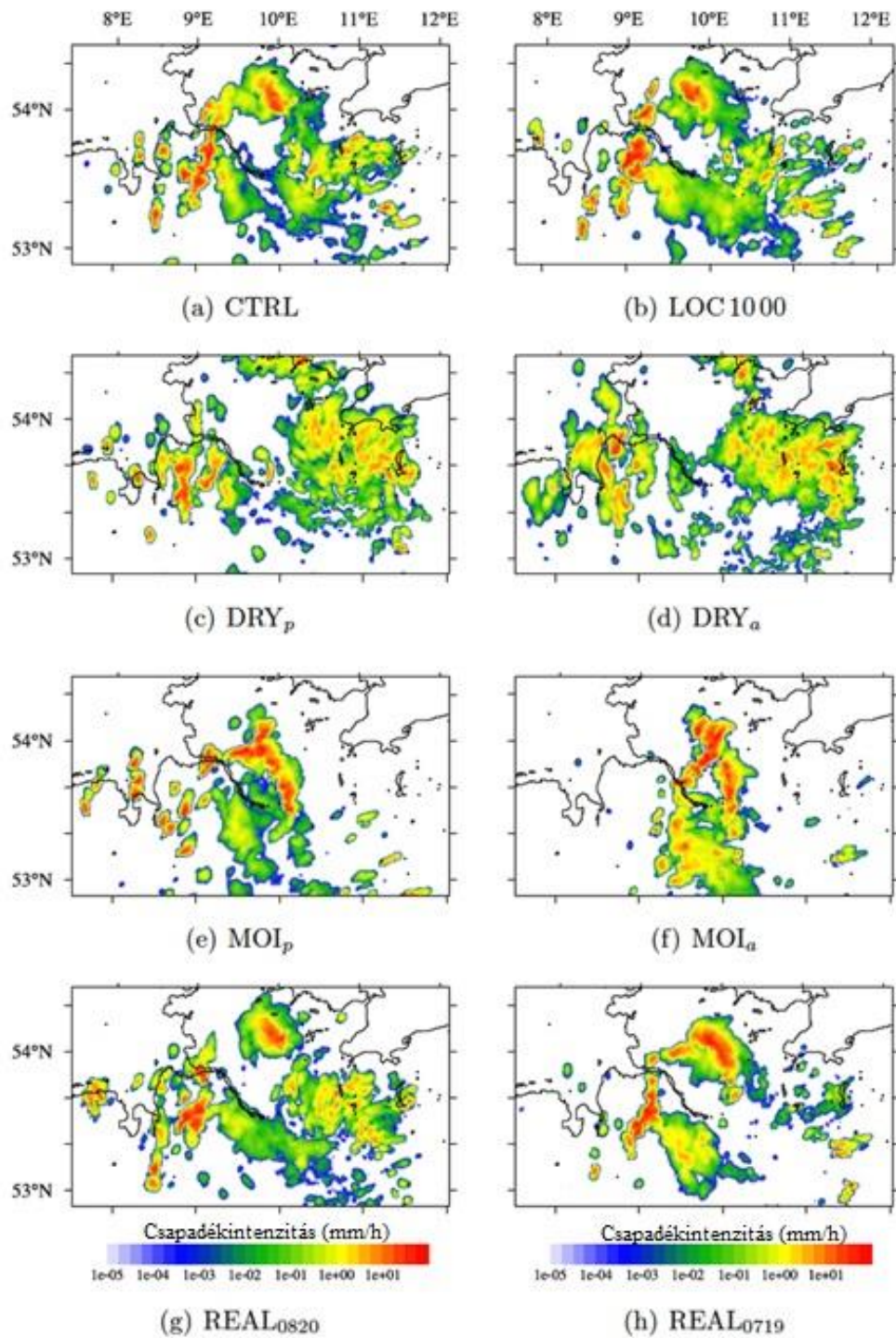
száraz talajok fölött szükséges a nedves határréteg jelenléte hiszen, ha a légkör túl száraz nem tudnak csapadékot generálni.

*Henneberg et al.* (2018) munkájában egy új ensemble megközelítést használtak a konvektív csapadékeloszlás meghatározása érdekében Észak-Németországban. A módszer lényege az, hogy a modelltartományokat eltolják, és ezzel becsülik a modell bizonytalanságát. A tanulmány 7 ensemble-t tartalmaz, ami módosított talajnedvességet és eloszlást jelent. A kísérletek mindegyike 10 modelldomén változattól áll, amelyek a nemhidrosztatikus COSMO modellt alkalmazzák 2,8 km-es rácsávolsággal. A módosított talajnedvességek előírt száraz (a talajnedvesség 0%), nedvesebb (50%-kal), egy referencia, egy BAND, valamint valódi talajnedvesség-mintákat jelentenek. A száraz és a nedvesebb szimulációkat az egész modelldoménen, és a teljes modelldoménen belül egy kisebb tartományban is végrehajtják, az előbbit  $a$ , az utóbbit  $p$  betűvel jelölik alsó indexben. A  $p$  betűvel jelölt indexek a pirossal jelölt modelldoménre vonatkoznak (14. ábra). A valódi talajnedvesség minta szintén kettőt jelent, az egyik 2012.07.19., míg a másik 2012.08.20. naptári napon mértet. A BAND nevű szimuláció sávos talajnedvesség-változást mutat, amely 4 sávot jelent, és a 4 sávon belül felváltva írnak elő nedvesebb és szárazabb körülményeket. A kezdeti talajnedvességeket 2012. augusztus 3-ára datálják. Ezen a napon a csapadék ugyan konvektív jellegű volt, de az Atlanti-óceánon levő alacsony nyomás erőteljes szinoptikus kényszert jelentett. Az ensemble tagokat a modelltartományok 10–30 km-es északra, valamint keletre történő eltolásával hozzák létre, ahogyan az a 14. ábrán is látszik.



**14. ábra:** Az ábrázolt modelldomének Észak-Németországban. A fekete téglalap a referencia (CTRL) futás; a szürke szaggatott téglalap a 30 km-rel északra és keletre eltolt tartomány; az elemzési tartomány a piros és a kék téglalap (*Henneberg et al.*, 2018)

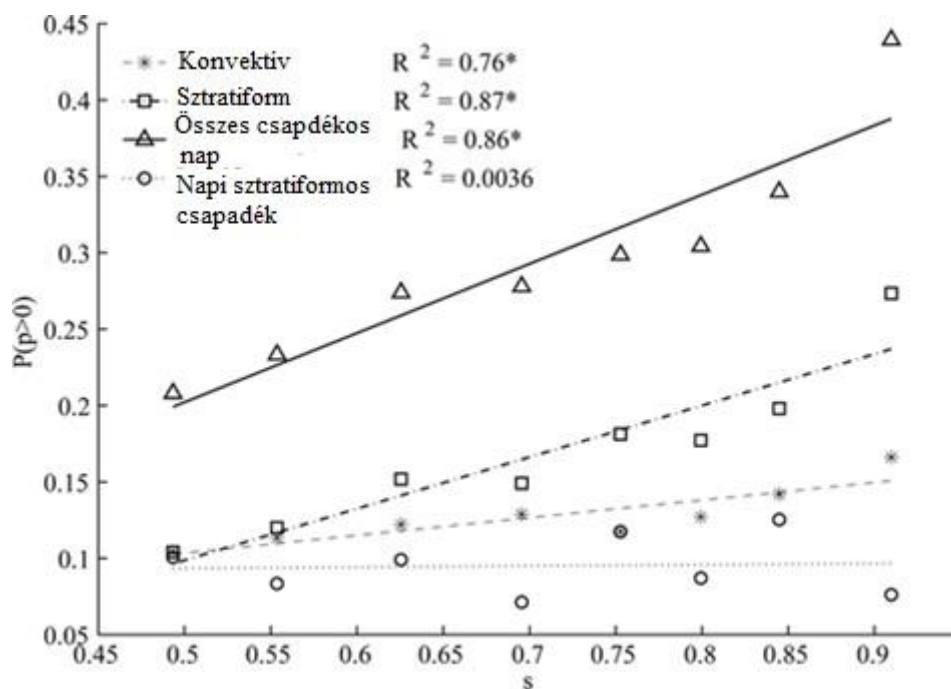
Nagy változások következnek be – a piros doménon belül – a konvektív csapadék mennyiségében, intenzitásában, térbeli eloszlásában a talajnedvesség mennyiségének módosítása révén. A viszonylag kis területen belüli változás az erős szinoptikus kényszernek köszönhető. A 15. ábra e változásokat szemlélteti. A referencia (15/a ábra) és a megváltoztatott peremfeltételek (15/b ábra) közti különbség a domén nyugati részén levő magányos cellákban, és a domén keleti részében levő nagy intenzitású csapadékban látszódik, ami a 10 km-es eltolásnak köszönhető (LOC1000). Az eltolásnál nagyobb különbségek nyilvánulnak meg akkor, ha szélsőségesen változtatják a talajnedvességet. A csapadékcillák elhelyezkedése a doménben vagy az aldoménben jelentősen megváltozik akkor, amikor növelik a talajnedvességet (15/e,f ábra). A nedves és a száraz szimuláció eltérően lokalizálja a legintenzívebb cellákat, míg az előbbi az Elba torkolatától északkeletre helyezi el, addig az utóbbi attól nyugatra (15/c,d ábra). Ugyanakkor a nedves és a száraz szimulációk is csökkentett csapadékmennyiséget adnak. A referencia és a LOC1000 szimulációban a csapadékmező még inkább északkeletre helyezkedik el. A valódi talajnedvességi adatokkal szimulált kísérletben nem látszódik jelentős változás a referenciához képest (15/g,h ábra).



15. ábra: Modellezett csapadékintenzitás UTC szerint 14.45-kor, a) referenciafutás, b) eltoló szimuláció, c)-f) perturbált talajnedvesség, g)-h) valós talajnedvességekkel való futtatás (Henneberg et al., 2018)

### *Típus*

A talajnedvesség eltérő mértékben hat különböző csapadék típusokra a napi skálán. *Alfieri et al.* (2008) korrelációs elemzésekkel vizsgálták a csapadék típusát annak érdekében, hogy elkülönítsék a konvektívként vagy sztratiformként (réteges) történő besorolásban. A vizsgálathoz 16 állomás felszállási adatait használták fel az USA középanyugati részén, melynek segítségével statisztikai elemzéseket végeztek. A típusok kategorizálását úgy tették meg, hogy azokon a napokon, amelyeken a CAPE értéke nagyobb vagy egyenlő, mint 400 kJ/kg, és a CIN értéke nagyobb vagy egyenlő, mint -5 kJ/kg, azok konvektív csapadékos napként lettek azonosítva, a többi pedig sztratiformként. A megfigyelések alapján pozitív kapcsolat áll fenn a talajnedvesség és az azt követő, későbbi csapadék előfordulásának valószínűsége között mindkettő esetben, de konvektív csapadék esetén a korreláció gyengébb, mint a sztratiformnál (16. ábra). A réteges csapadékot további két különböző szempontból vizsgálták. Az egyik a napi réteges csapadék triggerelése (az ábrán körökkel jelölt), a másik pedig a napi sztratiform csapadék és talajnedvesség kapcsolata (az ábrán négyzetekkel ábrázolt). A kettő között eltérő a lineáris trend meredeksége. Az előbbi esetben sokkal gyengébb a kapcsolat a talajnedvesség és a következő lehetséges csapadékos nap között. Ez a megállapítás arra utal, hogy a talajnedvesség és a napi sztratiform csapadék közötti kapcsolat nem a felszín-légkör kölcsönhatásból ered, hanem sokkal inkább a réteges csapadékforma tartósságából, és az ennek következtében kialakuló sztratiform csapadék autokorrelációjából. Tehát a triggerelés független a felszíni viszonyoktól, valamint a talajnedvesség nem befolyásolja a réteges csapadék tartósságát. Az összes csapadékos nap figyelembevételével megállapítható, hogy a korábban említett pozitív kapcsolat a nagyskálájú folyamatok autokorrelációjának köszönhető. Hiszen láttuk, hogy e nagytérségű áramlások jelenléte megváltoztatja a helyi talajnedvesség hatását (*Saini et al., 2016*). Ha a nagyskálájú hatások eltávolításra kerülnek, akkor általában a felszín és a légkör közötti visszacsatolás gyenge.



**16. ábra: Lineáris trendek a talajnedvesség (s) és a következő lehetséges csapadékos nap ( $P(p>0)$ ) között Cincinnati városára (USA) vetítve a konvektív szezonban (június-augusztus) (Alfieri *et al.*, 2008)**

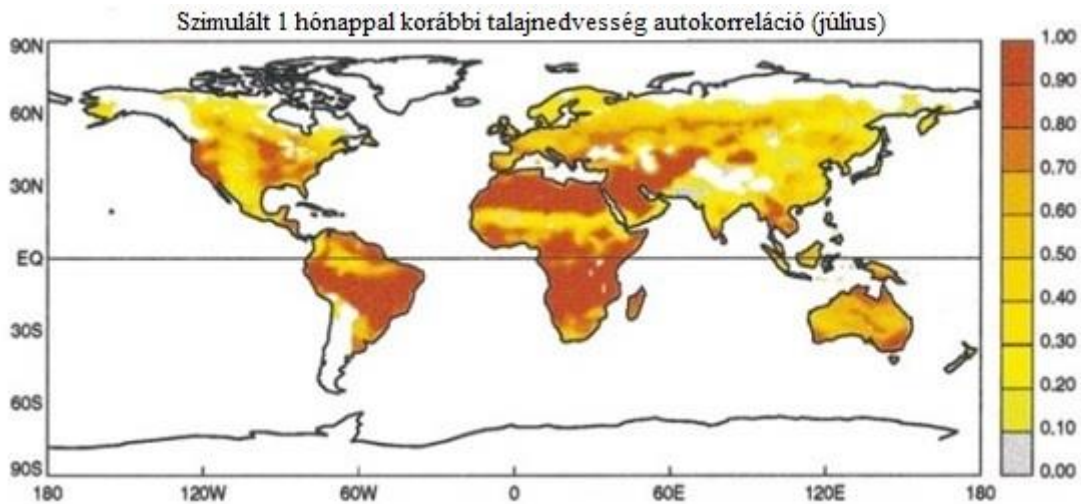
Az explicit, vagyis a parametrizáció nélküli és a paraméterezett modellszimulációk eredményei jelentősen eltérnek egymástól. Az eddig beszámolt modelleredményekből láttuk, hogy a talajnedvesség és a csapadék között jellemzően pozitív visszacsatolás figyelhető meg, azaz nedvesebb talajok fölött több csapadék hullik. A felszín-légkör kölcsönhatás mértékét, illetve a csapadékmennyiség meghatározását *Hohenegger et al.* (2009) két különböző modellkonfigurációval végezték. Regionális klímamoddellel (CCLM) az egyik beállítás 25 km-es rácsközt engedett meg, a másik 2,2 km-es felhőfelbontó rácsra épült, így lehetővé téve a konvekció explicit kezelését. Szintén vannak az egyes verziók esetében referencia és perturbált (érzékenységi) szimulációk. Az elemzést az alpesi régióra végezték 2006 júliusában. A szimulációk eredménye a modellfelbontás, és a száraz, valamint nedves talajviszonyok közti különbségre mutat rá. Megállapították, hogy a 25 km-es felbontás esetén uralkodóan pozitív, míg a 2,2 km-es rácsköznél negatív a visszacsatolás. Ez a különbség arra a már korábban leírt konklúzióhoz is vezet, hogy a szárazabb talajok előbb indítják be a konvekciót, mint a nedvesek (*pl. Cioni & Hohenegger, 2017*). Szárazabb talajok fölött a szenzibilis hőáram nagyobb, mint a látens hőáram. Így az előbbi kondíciók mellett erőteljesebb termikek jönnek létre, ami áttöri a PHR fölötti stabil réteget, ami pedig a továbbiakban a mély konvekció beindulásához vezet, így negatív visszacsatolási hurok alakul ki. Az itt említett mechanizmusnál nagy szerepe van a CIN értékének, ami a 3.

fejezetben bemutatásra került. Mindez a 2,2 km-es felbontásban jut érvényre, a 25 km-es integrációban alkalmazott mély konvekció sokkal kevésbé érzékeny a PHR fölötti stabil légrétegre. A szárazabb talajok fölött így megnövekedett csapadékmennyiség figyelhető meg.

## 5 A talajnedvesség-memória

A talajnedvesség képes hatást gyakorolni memóriáján keresztül nagytérségű áramlási rendszerekre, pl. a monszunra. A monszun által érintett országok lakói jórészt az agrártermelésből élnek meg, ezért természeti és társadalmi vonatkozása igencsak nagy jelentőséggel bír. Például, ha később érkezik meg, akkor a térség adott országának mezőgazdasági termelése csökkenhet. Ezt a késést a csapadékos periódust megelőző alacsony talajnedvesség is kiválthatja. Előrejelzése tehát kiemelten fontos. A továbbiakban az indiai, valamint a kelet-kínai monszunban a perturbált talajnedvesség-memória hatására bekövetkező változásokra fektetem a hangsúlyt, de előtte a talajnedvesség-memóriára ható tényezőket taglalom röviden.

A talajnedvesség-memória térbeli változását több tényező is befolyásolja, melyek erőssége szintén függ a földrajzi helytől. Ilyen tényező az évszakos időjárási hatások, a talajnedvesség és a párolgás lokális kapcsolata, a lefolyás és a talajnedvesség viszonya, valamint a kezdeti talajnedvesség és az azt követő légköri kényszer közötti korreláció. E tényezők járulhatnak a memória csökkenéséhez, illetve növekedéséhez (*Koster & Suarez, 2002*). A felszín-légkör kölcsönhatásból adódó legutoljára felsorolt tényező korrelációját láthattuk a talajnedvesség és az azt követő lehetséges csapadék közti korrelációelemzésben (*Alfieri et al., 2008*). A talajnedvesség és a párolgás kapcsolata az interaktív talajnedvesség a légköri relatív nedvesség-változékonyságra gyakorolt hatásában jelenik meg (*Delworth & Manabe, 1989*), hiszen a talajnedvesség megváltoztatja a légköri nedvességet az evaporáción keresztül (4. ábra). A talajnedvesség-memória autokorrelációja jól igazodik a GLACE által megállapított felszín-légkör kölcsönhatás nyári évszakban történő térbeli elhelyezéséhez a globális skálán (17. ábra). Az ábrán a szimulált júniusi és júliusi talajnedvesség autokorrelációja látható. Jól kivehető az átmeneti régiók jelentősége, ahol a legerősebb ez a kapcsolat, valamint azok a területek, ahol ez a kapcsolat elhanyagolható (sarkvidékek felé haladva), hiszen itt a felszíni folyamatok nem rendelkeznek jelentős hatással a légköri változékonyságra.

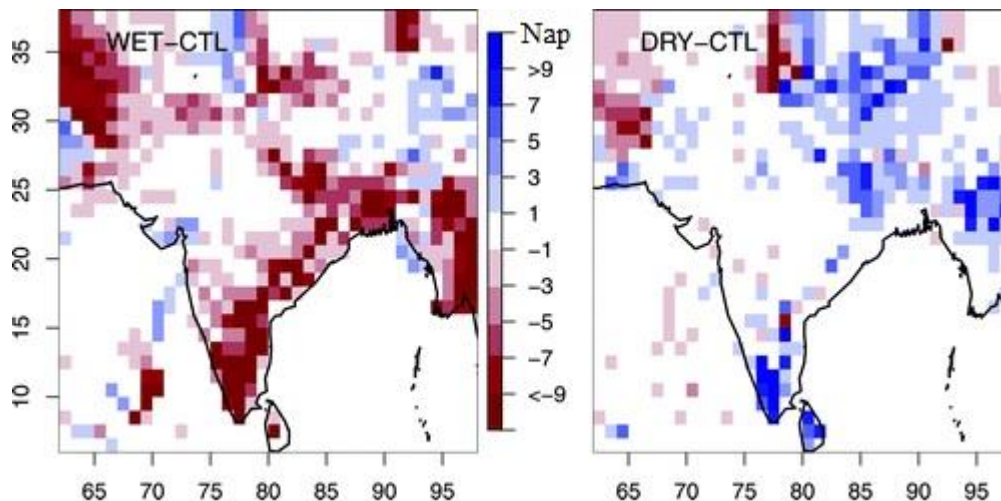


17. ábra: Szimulált júniusi és júliusi talajnedvesség autokorrelációja (Koster & Suarez, 2002)

A keleti-kínai monszun érzékenyebb a földfelszíni állapotokra, így a talajnedvességre (Zuo & Zhang, 2007). Ennek okán vizsgálták az előbb említett talaj-állapothatározó és a kelet-ázsiai monszun kapcsolatát. A térségben nem csak numerikus szimulációk, hanem adatállomány is rendelkezésre állt a vizsgálathoz, tehát megfigyelésen alapuló következtetéseket is le lehet vonni. Az ERA-40-ből származó a talaj 7, 21, 72 cm-es mélységeiben 1982–2001 között rendelkezésre álló adatokat használják fel a tanulmányban. A tavaszi (március-május) talajnedvesség, és a nyári (június-augusztus) csapadék közötti korreláció hasonló az egyes mélységek között, ami pedig arra enged következtetni, hogy a nyári csapadék érzékeny a tavaszi talajnedvességre. Észak-Kína területén levő pozitív talajnedvesség-anomália esetén a csapadék anomáliája is pozitívat mutat Északkelet-Kína és a Jangce folyó alsó részére korlátozódva, ugyanakkor negatív anomáliák vannak jelen Dél- és Észak-Kínában. A pozitív talajnedvesség-anomália csökkent felszíni hőmérsékletet okoz a magasabb párolgás miatt, ami miatt kisebb hőmérsékleti gradiens alakul ki a szárazföld és a tenger között, ezáltal a kelet-ázsiai monszun gyengébb lesz. Ezt az okozza, hogy a nyugat csendes-óceáni szubtrópusi magasnyomás eltolódik nyugati és déli irányba, amely a monszun áramlást blokkolja. Az eltolódás következtében a csapadék előbb fog kihullani, így a keleti partoknál, vagyis a Jangce alsó részén (Északkelet-Kína) megnő a csapadék mennyisége, viszont Dél-Kínában csökkenni fog. Így tehát elmondható, hogy a magasabb talajnedvesség gyengíti a monszunt.

Asharaf *et al.* (2012) szintén megerősítette azt a korábban felismert tényt, hogy a talajnedvesség befolyásolja a monszunt, ám nem csak intenzitásbeli, hanem időbeli változás

is megfigyelhető. A szimulációkat a COSMO-CLM regionális klímamoddellel végezték az indiai szubkontinensre vetítve az 1990–2008 közötti időszakra. A modellt az ERA-Interim peremfeltételei hajtották meg. A kísérlet szintén egy viszonyítási (CTL), egy nedves (WET), és egy száraz (DRY) szimulációból állt. Amíg a száraz esetben használt alacsonyabb talajnedvességgel a monszun 11 napot késett, addig a nedves szimulációban 29 nappal korábban érkezett a monszun csapadéka a referencia szimulációhoz képest (18. ábra). A két kísérlet között India északi és északnyugati részén viszonylag nagy az egyetértés, ahogyan az az ábrán is látszik. Az előbb említett területeken korábbi érkezés látszódik mindkét esetben. A perturbációra legérzékenyebb terület India keleti része és déli része. A nedvességszállítási viszonyokban is történt változás. Az ország keleti részével határos Bengáli-öböl felől az északkeleti régiók felé nőtt a nedvességszállítás, ugyanakkor az Arab-tenger felől az északnyugati területek irányába csökkent a transzport a WET szimulációban. A DRY verzióban erősödött az óceán-szárazföld közötti hőmérsékleti kontraszt az északnyugati részeken. Ez a nagyobb szenzibilis hőáramnak köszönhető.



**18. ábra:** A monszun kezdetének időpontja. A pozitív számok (kék árnyalat) későbbi, míg a negatívak (piros árnyalat) korábbi érkezési időpontot jelölnek (*Asharaf et al., 2012*)

## 6 Összefoglalás

Szaktervezésben bemutattam a talajnedvességet, mint fontos időjárás- és éghajlatalkotó tényező csapadékmódosító hatását modellekben. Vizsgáltam annak hatását globális, kontinentális, lokális, évszakos, és napi skálán. Számos tanulmány megerősítette a talajnedvesség hatását a felszíni energiaáramok megváltoztatásában, melyeken keresztül befolyásolja a párolgáson át a csapadékot. Láttuk, hogy a talajnedvesség leginkább az átmeneti régiókban válhat kulcsfontosságú tényezővé a nyári félévben, a nedves és a száraz klímák közötti területeken. A klimatológiailag nedves területeken a száraz hónapokban, míg a száraz területeken a nedves időszakban figyelhető meg. Ezeket a felszín-légkör kölcsönhatások megjelenési helyeit (ún. hot spot-ok) a jövőben kiemelt fontosságú lesz meghatározni a jobb előrejelzések érdekében, mind rövidtávú, mind hosszútávú (éghajlati) tekintetben. Elsősorban numerikus szimulációk segíthetik a hot spot-ok detektálását, hiszen megfigyelési adatok térbelileg nem sűrűn állnak rendelkezésre.

A talajnedvesség lokális hatásán keresztül, akkor tudja leginkább befolyásolni a légköri változékonyságot, amikor a nagyskálájú cirkulációk elhanyagolhatók. Ugyanakkor hatása a lokális skáláról a nagyskálára is kiterjedhet anomáliákat előidézve ezzel nagyobb térségben. Nedves anomáliát alkalmazva a csapadékmennyiség nem csak lokálisan, hanem nagyobb térséget lefedve is nőhet.

Az anomáliák tartóssága kihat az éghajlati változásokra is. Modellezési tanulmányok kimutatták, hogy az üvegházhatású gázok koncentrációjának növekedésével párhuzamosan új átmeneti régiók jelenhetnek meg Európán belül, és növelhetik a hőmérséklet-változékonyságot, vagy akár az aszály is terjeszkedhet e felszín-légkör kölcsönhatás következtében. Talajnedvesség perturbációkat alkalmazva érzékenységi vizsgálatokat végeztek annak meghatározása érdekében, hogy a csapadékmennyiség mennyire korrelál a korábbi talajnedvességgel. Fontos szempont a csapadék típusa, ugyanis a talajnedvesség és a későbbi konvektív csapadék kialakulása sok esetben korrelál egymással, de a réteges csapadéknál ez nem mondható el. Továbbá kimutatták napi skálán tekintve a száraz talajok előbb triggerelhetik a konvektív csapadékot, mint nedves társaik, így a csapadék napon belüli megjelenése eltérő a két esetben.

A modelltartomány is fontos tényező a felszín-légkör kapcsolat vizsgálatában. Kisebb modelltartományt alkalmazva megengedhető a konvekció explicit kezelése, ami a

talajnedvesség-csapadék kapcsolatában negatív visszacsatolást talált. Ugyanakkor megfigyeltek változást a csapadék intenzitásában a modelltartomány eltolásával is.

A talajnedvesség-memória tekintetében a tavaszi talajnedvességi viszonyok és a nyári csapadék közti kapcsolatot kell megemlíteni. Különböző anomáliák befolyásolhatják a nagytérségű áramlási rendszereket a megváltozott nedvességtranszporton keresztül, ami pl. a monszun gyengülését is okozhatják.

## **7 Köszönetnyilvánítás**

Köszönetet szeretnék mondani témavezetőmnek, dr. Breuer Hajnalkának, aki nélkül ez a szakdolgozat nem készülhetett volna el. Áldozatos, odaadó, segítőkész munkája nagyban meghatározta e dolgozat elkészítésének folyamatát. Hálás vagyok azért, amiért hozzá bármikor fordulhattam iránymutatásért, és mert szakmai tudásom az általa hozzáadott értékeknek megfelelően továbbfejlődött.

Szeretném megköszönni családomnak és barátaimnak azt a sok támogatást, amivel bíztattak munkám elkészülésének ideje alatt.

## 8 Irodalomjegyzék

*Alfieri, L., Claps, P., D'Odorico P., Laio, F., Over, T. M., 2008. An Analysis of the Soil Moisture Feedback on Convective and Stratiform Precipitation. Journal of Hydrometeorology, 9 (2), 280-291.*

*Asharaf, S., Dobler, A., Ahrens, B., 2012. Soil Moisture–Precipitation Feedback Processes in the Indian Summer Monsoon Season. Journal of Hydrometeorology, 13 (5), 1461-1474.*

*Avissar, R., Liu, Y., 1996. A three-dimensional numerical study of shallow convective clouds and precipitation induced by land-surface forcing. J. Geophys. Res., 101, 7499-7518.*

*Bartha, I., 1987. Néhány szó a zivatarokról, Légkör, 32 (3), 23-25.*

*Borbély, E., 1957. Néhány szó a zivatarokról, Légkör, 2 (3), 7-9.*

*Brubaker, K. L., Entekhabi, D., 1996. Analysis of feedback mechanisms in land-atmosphere interaction. Water Resources Research, 32 (5), 1343-1357.*

*Charney, J.G., 1975. Dynamics of deserts and drought in the Sahel. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 101, 193-202.*

*Cioni, G., Hohenegger, C., 2017. Effect of Soil Moisture on Diurnal Convection and Precipitation in Large-Eddy Simulations. Journal of Hydrometeorology, 18 (7), 1885-1903.*

*Delworth, T., Manabe, S., 1989. The Influence of Soil Wetness on Near-Surface Atmospheric Variability. Journal of Climate, 2, 1447-1462.*

*Fischer, E.M., Seneviratne, S.I., Vidale, P.L., Lüthi, D., Schär, C., 2007. Soil Moisture–Atmosphere Interactions during the 2003 European Summer Heat Wave. Journal of Climate, 20, 5081-5099.*

*Götz, G., Rákóczi, F., 1981. A dinamikus meteorológia alapjai. Tankönyvkiadó, Budapest,*

*Henneberg, O., Ament, F., Grützun, V., 2018. Assessing the uncertainty of soil moisture impacts on convective precipitation using a new ensemble approach. Atmospheric Chemistry and Physics, 18 (9), 6413-6425.*

*Hohenegger, C., Brockhaus, P., Bretherton, C.S., Schär, C., 2009. The soil moisture-precipitation feedback in simulations with explicit and parametrized convection. Journal of Climate, 22, 5003-5020.*

*Horváth, Á., 2007. A légköri konvekció. Országos Meteorológiai Szolgálat, 4-17.*

*Imanovic, A., Schlemmer, L., Schär, C., 2017. Collective Impacts of Orography and Soil Moisture on the Soil Moisture-Precipitation Feedback, 44 (22), 11682-11691.*

*Koster, R.D., Suarez, M.J., 2002. Soil Moisture Memory in Climate Models. Journal of Hydrometeorology, 2 (6), 558-570.*

*Koster, R.D., Guo, Z., Dirmeyer, P.A., Bonan, G., Chan, E., Cox, P., Davies, H., Gordon, C.T., Kanae, S., Kowalczyk, E., Lawrence, D., Liu, P., Lu, C.-H., Malyshev, S., McAvaney,*

*B., Mitchell, K., Mocko, D., Oki, T., Oleson, K., Pitman, A., Sud, Y.C., Taylor, C.M., Verseghy, D., Vasic, R., Xue, Y., Yamada, T., 2004. Regions of Strong Coupling Between Soil Moisture and Precipitation. Science, 305, 1138-1140.*

*Koster, R.D., Guo, Z., Dirmeyer, P.A., Bonan, G., Chan, E., Cox, P., Davies, H., Gordon, C.T., Kanae, S., Kowalczyk, E., Lawrence, D., Liu, P., Lu, C.-H., Malyshev, S., McAvaney, B., Mitchell, K., Mocko, D., Oki, T., Oleson, K., Pitman, A., Sud, Y.C., Taylor, C.M., Verseghy, D., Vasic, R., Xue, Y., Yamada, T., 2006. GLACE: The Global Land–Atmosphere Coupling Experiment. Part I: Overview. Journal of Hydrometeorology, 7, 590-610.*

*Ma, S., Zhou, Y., Gowda, P.H., Dong, J., Zhang, G., Kakani, V.G., Wagle, P., Chen, L., Flynn, K.C., Jiang, W., 2019. Application of the water-related spectral reflectance indices: A review. Ecological Indicators, 98, 68-79.*

*Namias, J., 1962. Influences of abnormal surface heat sources and sinks on atmospheric behavior. Proc. Int. Symp. Numerical Weather Prediction, 615-627.*

*Ookouchi, Y., Segal, M., Kessler, R.C., Pielke, R.A., 1984. Evaluation of Soil Moisture Effect on the Generation and Modification of Mesoscale Circulations. Monthly Weather Review, 112, 2281-2292.*

*Pal, J.S., Eltahir, E.A.B., 2003. A feedback mechanism between soil-moisture distribution and storm tracks. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 129 (592A), 2279-2297.*

*Petrova, I.Y., Miralles, D.G., Heerwaarden van, C.C., Wouters, H., 2018. Relation between Convective Rainfall Properties and Antecedent Soil Moisture Heterogeneity Conditions in North Africa. Remote Sens, 10 (6), 1-24.*

*Pielke, R.A., 2001. Influence of spatial distribution of vegetation and soils on the prediction of cumulus convective rainfall. Reviews of Geophysics, 39, 151-177.*

*Pitman, A., Pielke, R., Avissar, R., Claussen, M., Gash, J., Dolman, H., 1999. The role of the land surface in weather and climate: does the land surface matter? IGBP Newsletter, 39, 4-11.*

*Polcher, J., Cox, P., Dirmeyer, P., Dolman, H., Gupta, H., Henderson-Sellers, A., Houser, P., Koster, R., Oki, T., Pitman, A., Viterbo, P., 2000. GLASS: Global Land Atmosphere System Study. ResearchGate*

*Richardson, L.F., 1922. Weather prediction by numerical process. Cambridge Mathematical Library. Second Edition*

*Saini, R., Wang, G., Pal, J.S., 2016. Role of Soil Moisture Feedback in the Development of Extreme Summer Drought and Flood in the United States. Journal of Hydrometeorology, 17 (8), 2191-2207.*

*Schär, C., Lüthi, D., Beyerle, U., Heise, E., 1999. The Soil – Precipitation Feedback: A Process Study with a Regional Climate Model. Journal of Climate, 12, 722-741.*

*Seneviratne, S.I., Lüthi, D., Litschi, M., Schär, C., 2006. Land-atmosphere coupling and climate change in Europe. Nature, 443 (7108), 205-209.*

*Shukla, J., Mintz, Y., 1982. The influence of land surface evapotranspiration on Earth's climate, Science, 215, 1498-1501.*

*Walker, J., Rowntree, P.R., 1977. The effect of soil moisture on circulation and rainfall in a tropical model. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 103 (435), 29-46.*

*Wei, J., Dirmeyer, P.A., 2012. Dissecting soil moisture-precipitation coupling. Geophysical Research Letters, 39 (19), 1-6.*

*Yeh, T.-C., Wetherald, R.T., Manabe, S., 1984. The Effect of Soil Moisture on the Short-Term Climate and Hydrology Change – A Numerical Experiment. Monthly Weather Review, 112, 474-490.*

*Zampieri, M., D'Andrea, F., 2009. Hot European Summers and the Role of Soil Moisture in the Propagation of Mediterranean Drought. Journal of Climate, 22 (18), 4747-4758.*

*Zhang, J., Wang, W.-C., Wei, J., 2008. Assessing land-atmosphere coupling using soil moisture from the Global Land Data Assimilation System and observational precipitation. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 113 (17), 1-14.*

*Zuo, Z., Zhang, R., 2007. The spring soil moisture and the summer rainfall in eastern China. Chinese Science Bulletin, 52 (23), 3310-3312.*

Internetes hivatkozások:

[EUMeTrain] – [http://www.eumetrain.org/data/3/358/print\\_2.htm](http://www.eumetrain.org/data/3/358/print_2.htm)

[Davison - NCEP, 1999] –  
<https://www.wpc.ncep.noaa.gov/international/training/deep/sld003.htm>

[szupercella.hu] – <https://szupercella.hu/kislexikon/termodinamikai-diagram>

[Hollmann – WMO, 2018] –  
[http://www.wmo.int/pages/prog/sat/meetings/documents/IPET-SUP-4\\_Doc\\_11-01\\_ClimateCoord.pdf](http://www.wmo.int/pages/prog/sat/meetings/documents/IPET-SUP-4_Doc_11-01_ClimateCoord.pdf)