

1. Bevezetés

1.1. A légkör szerkezete

A légkör (atmoszféra) a Földet körülzáró, a gravitációs erőtér által megtartott gázburok. A légkör mostani összetétele a geológiai korok folyamán, hosszú biogeokémiai fejlődés eredményeként alakult ki (Kerényi, 1995; Seinfeld és Pandis, 1998; Moser és Pálmai, 1999). A Föld keletkezése idején jött létre az úgynevezett ősatmoszféra, amelynek kémiai összetétele redukáló tulajdonságú volt. A fejlődés korai szakaszában, a kémiai evolúcióval egyidejűleg, a vulkánkitörések eredményeként az atmoszférába kerülő gázok elsősorban vizet, szén-dioxidot, kén-dioxidot, kisebb mennyiségben hidrogént és nitrogént tartalmaztak. Az alkotórészek közül több kimosódott a légkörből, és a savképző oxidok kémiai reakcióba léptek a földkéreg bázikus kőzeteivel. A redukáló komponensek (H_2 , NH_3 , CH_4 , H_2S) oxidálódtak, koncentrációjuk lecsökkent a légkörben, ugyanakkor a víz és a szén-dioxid disszociációjából kis mennyiségben képződött, és megjelent a légkörben az oxigén. Az oxigén nagyobb koncentrációja valószínűleg csak az élet megjelenésével jöhetett létre. A légköri levegő sem kémiai, sem fizikai szempontból nem tekinthető homogén közegnek, benne a gázokon kívül kolloid mérettartományú folyékony és szilárd halmazállapotú anyagok találhatóak, így a levegő egy komplex aerodiszperz rendszer. A gázfázis komponensei az atmoszférában való tartózkodási idejük szerint csoportosíthatók: *állandó*, *változó* és *erősen változó* gázokra. Az állandó gázok légköri tartózkodási ideje hosszú, légköri koncentrációjuk csak több ezer, vagy millió év alatt változhat. Ide tartoznak például az oxigén, a nitrogén és a nemesgázok. A változó gázok koncentrációja változásának időskálája 1–10 évre tehető. Ezek közé tartozik például a metán, a dinitrogénoxid, a szén-dioxid és a hidrogén. Az erősen változó gázok néhány naptól kb. pár évig tartózkodnak a légkörben. Ilyenek például a vízgőz, a nitrogén-dioxid, a kén-dioxid, a szén-monoxid, az ammónia és a kén-hidrogén.

A légkör homoszférára (alsó légkör) és heteroszférára (felső légkör) osztható. A homoszféra a légköri keveredés eredménye, ezért benne a levegő fő összetevőinek egymáshoz viszonyított aránya közel állandó, magassága kb. 85 km-ig terjed. A magasság növekedésével a levegő sűrűsége és nyomása csökken a barometrikus formula alapján. A homoszféra a hőmérsékleti rétegződés alapján három rétegre osztható: troposzférára, sztratoszférára és mezoszférára.

A troposzféra a homoszféra legalsó rétege. Magassága a földfelszíntől számítva a sarkokon kb. 8 km, az egyenlítő fölött kb. 18 km. A levegő hőmérséklete általában a magasság

növekedésével kilométerenként kb. 6,5 Kelvinnel csökken. Az ilyen viselkedést mutató légkörben lehetőség van arra, hogy a földközeli melegebb levegő felfelé áramoljon, így a levegő és a benne lévő légszennyezők hatékonyan keveredjenek. Előfordulhat, hogy helyi légkörfizikai jelenségek miatt egy rétegen belül a hőmérséklet nem csökken, hanem állandó vagy emelkedik (fordított hőmérsékleti gradiens). Ilyenkor inverziós réteg kialakulásáról beszélünk, és ez a réteg határolja az alatta elhelyezkedő viszonylag jól elkevert légréteget. A inverziós réteg gátolja a légszennyezők elkeveredését a troposzférában és ezáltal nagy szennyezőanyag-koncentrációk kialakulását eredményezi a földközeli rétegben. Ennek a jelenségnek a szmog kialakulásában és hatásaiban döntő szerepe van. A homoszféra következő rétege a sztratoszféra, amely a troposzféra fölött helyezkedik el kb. 50 km magasságig. A réteg energiáját a napfény ultraibolya-sugárzásától kapja, amit az ózonréteg elnyel, ezért a réteg hőmérséklete emelkedik növekvő magassággal. A mezoszféra a homoszféra legfelső rétege, amelyben a hőmérséklet a növekvő magassággal általában csökken. Ennek a rétegnek a magassága kb. 85 km. Itt a mezopauzában a hőmérséklet minimálisra csökken.

A heteroszféra a napsugárzás fotodisszociációt előidéző hatására jött létre, melynek részei a termoszféra és az exoszféra. A termoszféra kb. 500 km magasságig terjed, benne a hőmérséklet kb. 1200 °C fokra emelkedik. Az exoszféra a heteroszféra 500 km feletti része, amely folyamatosan megy át a légüres térbe.

A légkör főbb alkotórészeit és a legfontosabb légszennyezők átlagos koncentrációját (Seinfeld és Pandis, 1998) a troposzférában az 1.1. táblázat mutatja. A légkör alsó rétegében a

Anyagfajták	Koncentráció (ppb)	
	Tiszta levegő	Szennyezett levegő
Nitrogén	$7,81 \times 10^8$	$7,81 \times 10^8$
Oxigén	$2,09 \times 10^8$	$2,09 \times 10^8$
Argon	$9,34 \times 10^6$	$9,34 \times 10^6$
Szén-dioxid	$3,32 \times 10^5$	$3,32 \times 10^5$
Ózon	20-80	100-500
Szén-monoxid	120	10^3 - 10^4
Kén-dioxid	1,0-10	20-200
Nitrogén-dioxid	0,1-0,5	50-250
Nitrogén-monoxid	0,01-0,05	50-750

1.1. táblázat A legfontosabb levegőt alkotó gázok és a légszennyezők átlagos koncentrációja a troposzférában.

levegő elsősorban nitrogénből, oxigénből, szén-dioxidból, vízből és különféle mértékben nemesgázokból áll. Ezeknek az anyagoknak a koncentrációja a légkörben igen állandó hosszú időn keresztül. Az elsődleges és másodlagos légszennyezők koncentrációja viszont igen nagymértékben változhat térben és időben, bár mennyiségük jóval alacsonyabb az állandó koncentrációjú komponensekénél. Ilyenek a szén-monoxid, a kén- és nitrogén-oxidok, továbbá az ózon. A légkörbe kerülő légszennyezők elsősorban antropogén eredetűek, bár egyes légszennyezők esetében (mint például az izoprén) a természetes kibocsátást is figyelembe kell venni, amely akár meghaladhatja az antropogén emissziót (Lamb *et al.* 1993; Guenther *et al.* 1995). Ezen anyagok emissziója sem homogén térben és időben. A légkör dinamikailag, kémiaiailag igen aktív rendszer, amelyben több folyamat kölcsönös összehatása komplex viselkedést eredményez. Ez az összetett, csatolt aktivitás elsősorban a légkör vékony, a földfelszínhez közeli, 10-12 km-ig terjedő rétegében történik, azaz a troposzférában. Ebben a rétegben található a légkör össztömegének 75 %-a, és itt játszódik le a meteorológiai folyamatok többsége.

1.2. Ózon képződése a sztratoszférában

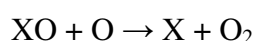
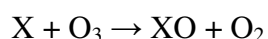
A sztratoszférában az ózont az oxigén 242 nm-nél rövidebb hullámhosszú fény hatására bekövetkező fotodisszociációja, és az azt követő molekuláris oxigénnel lejátszódó trimolekulás reakciója termeli:



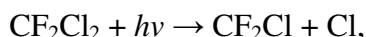
Az ózonkoncentráció nagyságát további két reakció is befolyásolja:



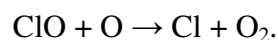
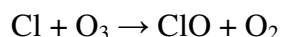
Az (R1-R4) reakciók alkotják a Chapman-mechanizmust (Pilling és Seakins, 1997), amely leírja az ózon keletkezését és fogyását a sztratoszférában. A sztratoszféra jelentős ózommennyiségét más anyagok viszonylag kis mennyiségben is befolyásolhatják az alábbi típusú körfolyamatokon keresztül:



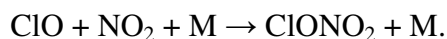
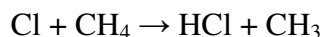
ahol X lehet atom vagy szabadgyök. Az úgynevezett klorofluorokarbonok (CFC) emberi eredetű légszennyezők, amelyek nagy veszélyt jelentenek a sztratoszférikus ózonnal. A Montreáli Egyezmény szabályozta a freonok használatát, mint hűtőközeg, aeroszol hajtóanyag és habosító. Ezen anyagok igen kis reakcióképességűek, éppen ezért a légköri tartózkodási idejük igen nagy, és bár lassan, de felkerülnek a troposzférából a sztratoszférába. A sztratoszférába került CFC-k az erős ultraibolya sugárzás hatására fotolizálódnak, és klóratomok képződnek belőlük:



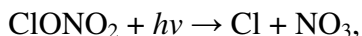
melyek részt vesznek a katalitikus ózombomlásban:



Ez a körfolyamat sokszor megismétlődhet. A klóratomok vagy a ClO-gyökök reakcióba léphetnek egy másik anyaggal, és úgynevezett tárolómolekulákat adnak, amely nem reaktív vegyületként tartalmazza a klóratomot:



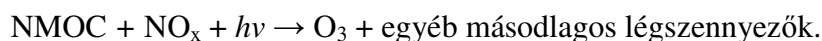
A reaktív klór visszanyerhető pl. az alábbi reakcióval:



vagy a tárolómolekulák eltávoznak a sztratoszférából, csökkentve az aktív halogén-tartalmú vegyületek mennyiségét. Az ózonzóna vékonyodását csupán gázfázisú katalitikus folyamatokkal nem lehet megmagyarázni, ehhez a jégkristályok felületén lejátszódó heterogén kémiai reakciókat is figyelembe kell venni.

1.3. Ózon képződése a troposzférában

Az 1940-es években Los Angeles környékén, ahol már akkor is nagy volt a gépkocsiforgalom, a levegőszennyezés új formája tűnt fel, amely alapvetően különbözött a már ismert, Londonra jellemző füstködöktől (Pilling és Seakins, 1997; Seinfeld és Pandis, 1998). A kutatások során kiderült, hogy a nitrogén-oxidokkal, szén-monoxiddal és reaktív szénhidrogénnel erősen szennyezett levegőben az intenzív napsugárzás hatására olyan (foto)kémiai folyamatok játszódnak le, amelyek erősen egészség- és környezetkárosító anyagok keletkezéséhez vezetnek. A folyamatot az alábbi egyenlettel foglalhatjuk össze:



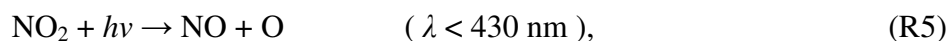
Ebben az egyenletben NMOC a nem-metán szerves vegyületeket és NO_x a nitrogén-oxidokat (NO és NO_2) jelöli. Kedvezőtlen meteorológiai feltételek között ezek az ún. másodlagos szennyezőanyagok a légkörben felhalmozódhatnak, és kialakulhat a fotokémiai szmognak nevezett jelenség. Az 1970-es évektől a gépkocsiforgalom növekedésével a fotokémiai levegőszennyezettség Európában is egyre gyakrabban megfigyelhető.

A fotokémiai levegőszennyezettséget elsősorban a magas oxidáns (főleg ózon) koncentráció és az aeroszol részecskék felszaporodása miatt tapasztalható csökkenő látástávolság jellemzi. Az oxidáns-képződésben meghatározó szerepet játszik a napfény, így a jelenség elsősorban a nyári hónapokban fordulhat elő és ekkor okozhat gondot (Krupa és Manning, 1988).

A troposzférikus ózonnak kétféle forrását szokás feltételezni. Ezek közül az előbb említett fotooxidációs folyamatban, a másik a sztratoszférában keletkezett ózon bekeveredése az alatta elhelyezkedő troposzférába. Az utóbbi hatás jóval kisebb mértékű, és a földfelszín közelében mért esetenként 100 ppb-nél (parts pro billion) nagyobb ózonkoncentrációk csak a helyben történő képződéssel magyarázhatóak. Európa és a világ sűrűn lakott területein, néhány száz km-es körzetben a nyári hónapokban észlelhető tartósan magas ózonszintek egyértelműen a túlnyomóan fotokémiai ózonképződést bizonyítják. A tapasztalatok szerint magasabb ózonkoncentrációk időnként már március–április idején is előfordulhatnak Magyarországon. Ennek oka nem elsősorban a helyben keletkezés, hanem az intenzív időjárási frontokhoz köthető, sztratoszférikus ózonbeszivárgás (Sándor *et al.*, 1994).

Az ózon és a fotokémiai folyamatokban keletkező egyéb termékek (pl. peroxiacetil-nitrát [PAN]) a levegőben lévő nitrogén-oxidokból, reaktív szén-hidrogénekből és szén-monoxidból keletkeznek, amelyeket összefoglalóan ózon prekursoroknak (előanyagoknak) hívnak. Az iparilag fejlett országokban ezek a szennyezőanyagok elsősorban a közlekedésből, a belső égésű motorok égéstermékeiként kerülnek a levegőbe. Nem elhanyagolható ugyanakkor az energiatermelés és az ipari folyamatok szennyezőanyag kibocsátása, illetve egyes földrajzi körzetekben a bioszféra természetes szénhidrogén (izoprén) kibocsátásának hatása sem. A légkörbe kerülésük után eloszlásukat meteorológiai tényezők által meghatározott transzportfolyamatok (vízszintes és függőleges turbulens diffúzió, szélmező) alakítják. A transzportfolyamatokkal egy időben kémiai és fizikai folyamatok is lejátszódnak (Jacobson, 1999). A helyi ózonszintek kialakulását meghatározó főbb tényezők az emisszió, a meteorológiai tényezők, a kémiai és a fizikai folyamatok.

Az ózonképződéséhez vezető kémiai folyamatok a nitrogén-dioxid fotodisszociációjával kezdődnek



amelyet a napfény 430 nm-nél rövidebb hullámhosszú komponensei váltanak ki. Ebben a reakcióban keletkeznek az oxigénatomok, amelyek az oxigénmolekulával ózont képeznek



ahol M egy úgynevezett harmadik ütköző test. Az így képződött ózon az előbbi reakcióban keletkezett, vagy emisszióból származó nitrogén-monoxiddal gyorsan reagál, miközben a nitrogén-monoxid molekula nitrogén-dioxiddá oxidálódik:



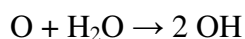
Ez az ózonfogyasztó lépés az oka annak, hogy jelentősebb ózonszintek nem alakulhatnak ki, amíg nagyobb nitrogén-monoxid koncentráció található a légkörben. Ennek magyarázata, hogy a városok belterületein, hacsak sajátos helyi cirkulációs viszonyok ezt nem írják felül (pl. tengerparti városok légköre — Los Angeles, Athén, stb.), magas ózonkoncentrációk általában nem alakulnak ki (Seinfeld és Pandis, 1998).

Az (R5)–(R7) reakciók megfelelő körülmények között egyensúlyhoz közeli rendszert képez. A reakciók alapján az alábbi összefüggés vezethető le:

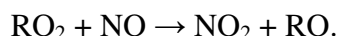
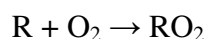
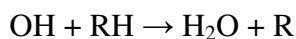
$$[\text{O}_3] = k_{r5}[\text{NO}_2]/k_{r7}[\text{NO}],$$

ahol k_{r5} és k_{r7} az (R5) illetve az (R7) reakció sebességi állandója. Ez az egyenlet jól mutatja, hogy jelentős ózonfelhalmozódás csak nagy $[\text{NO}_2]/[\text{NO}]$ hányados mellett alakulhat ki.

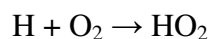
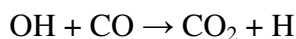
Az antropogén eredetű NO_x túlnyomó része NO formában kerül a légkörbe. Ezért nagy $[\text{NO}_2]/[\text{NO}]$ hányados kialakulásához létezniük kell a troposzférában olyan oxidáló anyagfajtáknak, amelyek gyors reakcióban képesek a nitrogén-monoxidot nitrogén-dioxiddá oxidálni. Ezt a szerepet a peroxi-gyökök (HO_2 és RO_2) töltik be, ahol R tetszőleges szerves csoportot jelöl. A peroxi-gyökök a troposzférában az illékony szerves vegyületek és a szén-monoxid oxidációs folyamatában képződnek. Ezen reakciókban az OH-gyökök fontos szerepet játszanak. Az OH-gyökök képződését az

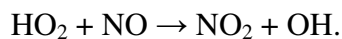


reakcióban a szénhidrogének oxidációja esetén az alábbi folyamatok követik:



A szén-monoxid oxidációja esetén hasonló reakciók játszódnak le:





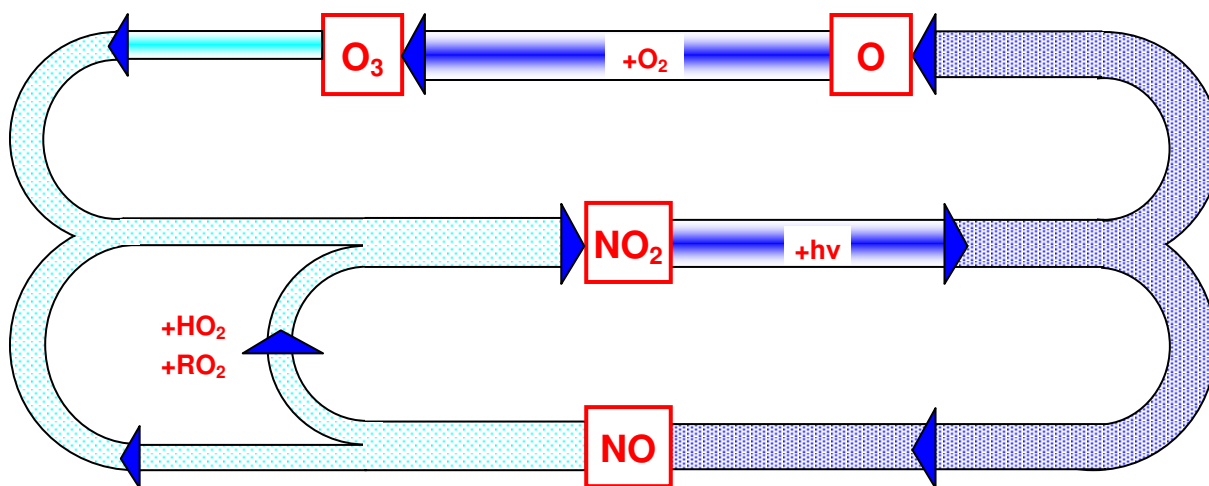
Mindkét esetben az OH gyök indítja a reakciósort, amelyben peroxi-gyök képződik, amely képes az NO-t NO₂-vé oxidálni (Seinfeld és Pandis, 1998). Ennek az egyszerűsített reakciósémának megfelelő reakciók minden troposzféra-kémiai reakciómechanizmusban szerepelnek, függetlenül attól, hogy a mechanizmus mennyire összetett.

A fent vázolt reakciómechanizmust a 1.1. ábrán foglaltuk össze. Ennek alapján belátható, hogy amennyiben a nitrogén-monoxid bevitel csökken, úgy az (R7) ózon-fogyasztó reakció lassul, és az ózonkoncentráció megnő. Ez a jelenség játszódik le akkor, amikor a szennyezett levegő elhagyja a forrásterületet, például a várost, és olyan vidékre ér, ahol az NO kibocsátás már kicsi. Ezzel magyarázható, hogy a városkörnyéki lakosságot és az itt lévő természetes, illetve mezőgazdasági vegetációt általában nagyobb ózonerhelés éri, mint a várost.

1.4. Az ózon környezetre gyakorolt hatása

Az ózonnépződéshez vezető kémiai reakciók lejátszódásához idő kell, amely alatt a szennyezett levegő a forrásterületekről általában elsodródik. Az ózonkoncentráció maximuma az elsődleges szennyezőanyagok kibocsátási helyétől a meteorológiai viszonyoktól függő távolságban, gyakran érzékeny mezőgazdasági vagy természetes növénytakarójú területeken, illetve más településeken alakul ki. Európa nyugati és középső részén a forrásterületek olyan sűrűn helyezkednek el, hogy a szennyezőanyag-csóvák gyakran egymásba olvadnak, regionális légszennyezettségi epizódok alakulhatnak ki.

Az ózon agresszív oxidáns, amely roncsolja a szerves festékeket, a műanyag és gumi



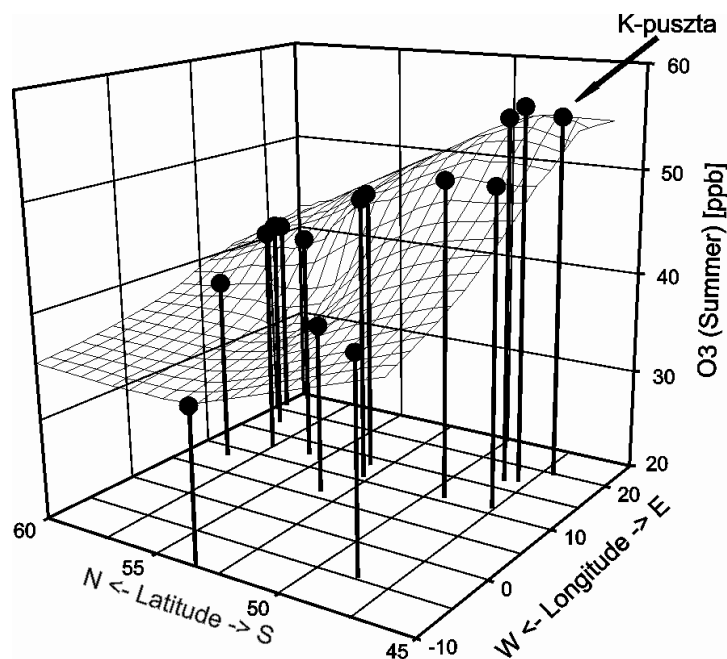
1.1. ábra Az troposzférikus ózon-keletkezés reakciósémája.

termékeket. A fotokémiai folyamatokban keletkező egyéb anyagokkal együtt (pl. PAN) magasabb koncentrációban ingerli a szemet és a nyálkahártyát, károsítja a légzőrendszert. Mint fitotoxikus anyagok komoly károkat okoznak a természetes és mezőgazdasági növényállományban (Krupa és Manning, 1988).

Magyarország a jellegzetes északnyugati légáramlások miatt gyakran a nyugat-európai országok ózonban dús szennyezőanyag-csóvjába esik. Így nem véletlen, hogy az 1990-es években végzett nemzetközi kutatási program (Scheel *et al.*, 1997) Ausztriát és Magyarországot Európa ózonnal egyik leginkább terhelt régiójának találta (1.2. ábra). A régió nagyvárosainak (pl. Bécs, Budapest) környezetében különösen magas ózonkoncentrációk fordulhatnak elő.

1.5. Az ózon képződését befolyásoló tényezők

Az adott helyen ténylegesen kialakuló ózonkoncentráció függ az alapterheléstől, a regionális háttér-koncentrációtól és a kibocsátott szennyezőanyagok mennyiségétől és összetételétől. Az ózonképződésben az illékony, reaktív szénhidrogénekből származó peroxi-gyököknek meghatározó szerepük van (lásd az előző fejezetet), így a kialakuló maximális ózonkoncentráció erősen függ a levegőben lévő nitrogén-oxidok és illékony reaktív szénhidrogének arányától, illetve a szénhidrogén elegy reaktivitásától, amelyet az egyes



1.2. ábra Az átlagos nyári ózon-koncentráció (ppb) eloszlása Európa felett (Scheel *et al.*, 1997).

szénhidrogén-vegyületek egymáshoz viszonyított aránya határoz meg. A légkör szénhidrogén-összetétele nem állandó. Az elmúlt évtizedben a gépjárműtechnológia változásával (pl. új motorkonstrukciók, a katalizátoros és a dízel-üzemű gépkocsik arányának növekedése, stb.) számottevően megváltozott a gépkocsik kipufogógázának összetétele (Haszpra *et al.*, 2001), de az ipari technológiák (pl. a gyártott, illetve felhasznált oldószerek összetétele) és tevékenységek változása is rányomta bélyegét a szénhidrogén-kibocsátás összetételére.

Nem közömbös, hogy ezek az anyagok mely napszakban kerülnek a levegőbe. A késő délutáni, vagy esti órákban a légkörbe kerülő szennyezőanyagokból az adott nap folyamán már nem, vagy alig keletkezik ózon. Ez a szennyezés csak a következő napi ózonképződésben játszhat szerepet, de addigra a szennyezés a forrásterülettől távol kerülhet és felhígulhat. Ezért fontos, hogy az ózonkoncentráció-modellezéséhez és előrejelzéséhez megfelelő időbeli felbontású emissziókataszterek álljanak rendelkezésre.

Az ózonkoncentráció függ a légkörben lezajló légmozgásoktól, amelyek a szennyeződést hígíthatják, illetve más területről szennyezést szállíthatnak a vizsgált régióba. Mivel az ózonképződés meghatározó kémiai folyamatai erősen függenek a napsugárzás intenzitásától, lényeges ennek mértéke és időbeli alakulása. Számos fontos kémiai folyamat függ a hőmérséklettől és a légnedvességtől is, tehát a fotokémiai levegőszennyeződés kialakulásában a szennyezőanyag-kibocsátás mellett ezek a meteorológiai tényezők is meghatározó szerepet játszanak.

Az ózon légköri tartózkodási ideje az egészség- és környezetvédelmi szempontból kritikus felszínközeli légrétegben a gyors kémiai reakciói miatt rövid, ezért koncentrációja szeszélyes tér- és időbeli eloszlást mutathat. Ez nem zárja ki a fent említett regionális fotokémiai szmog-epizódok kialakulását, amelyek megfigyeléséhez sűrű mérőhálózatra van szükség. A nemzetközi adatbázisok (pl. AIRBASE) több mint 1500 európai ózon-mérő állomást tartanak nyilván, amelyek többsége a kontinens nyugati felén található, azonban az állomásszám itt sem elég a környezeti hatások részletes elemzéséhez. Az információhiány fokozottan igaz Európa középső, déli és keleti vidékére, így Magyarországra is. Ezért nagy szerepe lehet a kémiai és meteorológiai folyamatokat leíró matematikai modelleknek, amelyekkel az állomások által le nem fedett területek ózonterhelése is megbecsülhető.

Az emberi egészség, a természet és a mezőgazdasági növények védelme érdekében tisztában kell lennünk a tényleges helyzettel, ennek okaival. Mivel a magyarországi ózonterhelésért jelentős mértékben a más országokban kibocsátott szennyezőanyagok felelősek, európai összefogással intézkedéseket kell hoznunk a környezet terhelésének

csökkentésére. A környezetvédelmi és gazdasági értelemben is hatékony intézkedési terv kidolgozásához el kell végezni a szóba jöhető stratégiák részletes hatásvizsgálatát. Mindaddig, amíg nem zárhatjuk ki magas ózonkoncentrációk kialakulását, folyamatosan nyomon kell követni a fotokémiai légszennyezettség alakulását, és szükség esetén óvintézkedések megtételére kell figyelmeztetni a lakosságot. Kritikus helyzetben azonnali levegőtisztaság-védelmi intézkedésekre lehet szükség (szmogriadó-terv). A fotokémiai levegőszennyezettség keletkezése bonyolult, összetett, egyszerű módszerekkel át nem látható folyamat. A szmogképződés kialakulását befolyásoló tényezők számbavételével a várható ózonkoncentráció még közelítőleg sem becsülhető, így az okok feltárására, az intézkedések hatásának becslésére, a várható terhelés előrejelzésére ugyancsak a kémiai és meteorológiai folyamatokat megfelelő pontossággal leíró matematikai modelleket kell alkalmaznunk.

1.6. Az ózonképződés matematikai modelljei

1.6.1. Statisztikus modellek

A légkörben kialakuló állapotok becslésére statisztikus és dinamikus modelleket alkalmazhatunk. A statisztikus modellek a korábbi mérések statisztikai elemzésén alapulnak, feltételezve az adatsorok homogenitását. A nyert statisztikai összefüggések ismeretében, néhány paraméter felhasználásával becslik a várható ózon és egyéb légszennyező anyag koncentrációját. Természetesen ez a módszer csak arra a pontra, illetve területre szolgáltathat becslést, amelyre a statisztikai összefüggéseket előállították, így semmiképpen nem alkalmas arra, hogy a mérések által le nem fedett régiók ózonterhelését megbecsülje.

A statisztikus modellek nem képesek az időben változó folyamatokat nyomon követni, így nem tudják figyelembe venni a szennyezőanyag kibocsátás mennyiségének, összetételének és területi eloszlásának évek során bekövetkezett változását, valamint a meteorológiai tényezők időbeli menetéből fakadó hatásokat. Az utóbbi évek gyors változásai közepette megbízható előrejelzéseket nem várhatunk tőlük. Nem alkalmasak különböző beavatkozási stratégiák hatásának előzetes becslésére, hiszen értelmezési tartományuk lényegében már korábban is ismert, a statisztikai összefüggések becslésére felhasznált szituációkra korlátozódik. Ezért ritkán, vagy korábban még soha elő nem fordult kritikus helyzetekben nem segíthetik a döntéshozókat. Nem alkalmasak szmogriadó-tervek megalapozására sem, ahol a különböző beavatkozási stratégiák hatását kell előre felmérni. A statisztikus modellek vitathatatlan előnye ugyanakkor az egyszerűség és a számítástechnikai igénytelenség.

1.6.2. Dinamikus modellek

A dinamikus modellek adott kiindulási helyzetből a fizikai és kémiai folyamatok matematikai leírásán keresztül becsülik az ózon és egyéb légszennyezők koncentrációjának térbeli és időbeli alakulását (Mészáros, 1993; Seinfeld és Pandis, 1998; Jacobson, 1999). Előnyük, hogy képesek az időben változó folyamatokat nyomon követni, az aktuális feltételekből kiindulni, és így alkalmasak döntés-előkészítési célokra. Hátrányuk, hogy a modellek fejlesztése komoly munkaráfordítást, a terjedelmes programok futtatása pedig gyors, nagykapacitású számítógépet igényel.

A dinamikus modelleknek két nagy csoportja van, amelyek a rendszer leírásának eltérő szemléletét tükrözi. Az *Euler*-féle leírásnál a fizikai tér adott pontjaiban meghatározzuk a rendszert jellemző állapothatározók és a sebességmező időbeli változásait. A *Lagrange*-féle leírásban a kiválasztott légtestek állapotát és helyzetét írjuk le. Bebizonyították (Seinfeld és Pandis, 1999), hogy a kétféle leírás elvileg egyenértékű. A modellezés szempontjából azonban a kétféle megközelítésnek különböző előnyei és hátrányai vannak.

Lagrange-modell: Az 1970-es években kifejlesztett Lagrange-típusú modellek megfeleltek a kor technikai lehetőségeinek, de mai szemmel nézve számítástechnikailag elmaradottak voltak (Jacobson, 1999). A légáramlásokkal együtt mozgó, térben homogén összetételűnek feltételezett légcellán alapuló modellel nem, vagy csak nagyon pontatlanul tudják kezelni a vízszintes és függőleges anyagáramokat, és a szennyeződés hígulását. A turbulens diffúzió elhanyagolásából származó hiba a légcella méretének növelésével csökkenthető, eközben azonban egyre kevésbé igaz a térbeli homogenitás feltétele. Mivel az ózonképződéshez vezető kémiai reakciók nemlineárisak, az inhomogenitás elhanyagolása jelentősen növeli a számított koncentrációk hibáját. Ezek a modellek nem hatékonyak az olyan reaktív, térben és időben gyorsan változó koncentrációjú, rövid légköri tartózkodási idejű anyagok előrejelzésére és térbeli eloszlásának becslésére, mint az ózon és kísérőanyagai. Matematikailag a rendszer időbeli változását egy közönséges differenciálegyenlet-rendszer megoldása szolgáltatja megfelelő kezdeti feltételekkel.

Euler-modell: Felírva Euleri megközelítésben a rendszert leíró egyenleteket, amelyek a konzervatív mennyiségek mérlegegyenletei (Jacobson, 1999). Egy parciális differenciálegyenlet-rendszert kapunk, amely az anyagfajták térbeli és időbeli változását írja le, és alakja egy háromdimenziós Descartes-féle koordináta rendszerben (x, y, z) a következő:

$$\frac{\partial \mathbf{c}}{\partial t} = -\nabla(\mathbf{V}\mathbf{c}) + \nabla \mathbf{D} \nabla \mathbf{c} + S(\mathbf{c}, x, y, z, t), \quad (1.1)$$

ahol $\mathbf{c} = (c_1, c_2, \dots, c_n)^T$ az anyagfajták koncentrációvektora, $\mathbf{V} = (V_x, V_y, V_z)^T$ a háromdimenziós szélmező, $S(\mathbf{c}, x, y, z, t)$ az anyagfajták forrásait és nyelőit írja le, ami lehet száraz és nedves ülepedés, kémiai reakció, emisszió, $\mathbf{D} = (D_1, D_2, \dots, D_n)^T$ a molekuláris diffúziós együtthatók vektora és n az anyagfajták száma. ∇ a Nabla operátor, amelyet a következőképpen definiálunk:

$$\nabla = \frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z}.$$

Az (1.1) egyenlet bal oldala az anyagfajták koncentrációinak időbeli változását adja meg, a jobb oldalon az első tag az anyagfajták a szélmező hatására bekövetkező transzportját írja le (advekción tag), a második tag a molekuláris diffúzió hatását jellemzi (diffúziós tag). A szennyezőanyagok turbulens diffúziójának figyelembevételéhez célszerű a szélességeket és a koncentrációkat felbontani egy átlagos és egy fluktuáló részre (Seinfeld és Pandis, 1998):

$$\mathbf{V} = \bar{\mathbf{V}} + \mathbf{V}', \quad (1.2a)$$

$$\mathbf{c} = \bar{\mathbf{c}} + \mathbf{c}', \quad (1.2b)$$

ahol a jobb oldalak első tagja az átlagot, a második tag a turbulens fluktuációt jellemzi. Behelyettesítve (1.2a)-t és (1.2b)-t az (1.1) egyenletbe:

$$\frac{\partial(\bar{\mathbf{c}} + \mathbf{c}')}{\partial t} = -\nabla((\bar{\mathbf{V}} + \mathbf{V}')(\bar{\mathbf{c}} + \mathbf{c}')) + \nabla \mathbf{D} \nabla(\bar{\mathbf{c}} + \mathbf{c}') + S(\bar{\mathbf{c}} + \mathbf{c}', x, y, z, t). \quad (1.3)$$

Ha képezzük az (1.3) egyenletben szereplő tagok átlagát és figyelembe vesszük, hogy a sebességmező divergenciamentes és a fluktuációk átlaga nulla, akkor ha elhanyagoljuk a levegő összenyomhatóságát az (1.3) egyenlet az alábbi alakra hozható:

$$\frac{\partial \bar{\mathbf{c}}}{\partial t} = -\nabla(\bar{\mathbf{V}}\bar{\mathbf{c}}) - \nabla(\overline{\mathbf{V}'\mathbf{c}'}) + \nabla \mathbf{D} \nabla \bar{\mathbf{c}} + \bar{S}(\bar{\mathbf{c}}, x, y, z, t). \quad (1.4)$$

Az (1.4) egyenletben szereplő új mennyiség a $\overline{\mathbf{V}'\mathbf{c}'}$, amely a turbulens diffúzió hatására fellépő szennyezőanyag transzportot fejez ki. Legyen Δz a turbulens örvény jellemző mérete, és jelölje a $z_0 + \Delta z$ magassághoz tartozó koncentrációt $\mathbf{c}(z_0 + \Delta z)$. Az örvény a z_0 magasságban az alábbi fluktuációt idézi elő:

$$\mathbf{c}'(z_0) = \bar{\mathbf{c}}(z_0 + \Delta z) - \bar{\mathbf{c}}(z_0). \quad (1.5)$$

Ha a z_0 pont körül a $\bar{c}(z_0 + \Delta z)$ változót sorbafejtjük és behelyettesítjük azt az (1.5) egyenletbe, bővítünk a sebességfluktuációkkal, majd ismét átlagolunk, akkor eredményképpen a következőt kapjuk:

$$\overline{V'_z c'} = -\overline{V'_z \Delta z} \frac{\partial \bar{c}}{\partial z} + \overline{V'_z \Delta z^2} \frac{\partial^2 \bar{c}}{\partial z^2} + \dots \quad (1.6)$$

Végezzük el hasonlóan a sorfejtést és az átalakításokat az x és y irányokban is:

$$\overline{V'_x c'} = -\overline{V'_x \Delta x} \frac{\partial \bar{c}}{\partial x} + \overline{V'_x \Delta x^2} \frac{\partial^2 \bar{c}}{\partial x^2} + \dots, \quad (1.7)$$

$$\overline{V'_y c'} = -\overline{V'_y \Delta y} \frac{\partial \bar{c}}{\partial y} + \overline{V'_y \Delta y^2} \frac{\partial^2 \bar{c}}{\partial y^2} + \dots \quad (1.8)$$

Az alábbi egyenleteket kapjuk, ha csak a sorfejtés első tagjait tekintjük:

$$\overline{V'_z c'} = -\overline{V'_z \Delta z} \frac{\partial \bar{c}}{\partial z}, \quad (1.9)$$

$$\overline{V'_x c'} = -\overline{V'_x \Delta x} \frac{\partial \bar{c}}{\partial x}, \quad (1.10)$$

$$\overline{V'_y c'} = -\overline{V'_y \Delta y} \frac{\partial \bar{c}}{\partial y}. \quad (1.11)$$

Ha bevezetjük a $K_z = \overline{V'_z \Delta z}$, $K_x = \overline{V'_x \Delta x}$ és $K_y = \overline{V'_y \Delta y}$ az úgynevezett turbulens diffúziós együtthatókat, akkor az alábbi egyenleteket kapjuk:

$$\overline{V'_z c'} = -K_z \frac{\partial \bar{c}}{\partial z}, \quad (1.12)$$

$$\overline{V'_x c'} = -K_x \frac{\partial \bar{c}}{\partial x}, \quad (1.13)$$

$$\overline{V'_y c'} = -K_y \frac{\partial \bar{c}}{\partial y}. \quad (1.14)$$

Belátható, hogy az (1.12-1.14) egyenletekkel kifejezett *K-elmélet* csak akkor alkalmazható, ha a koncentráció térbeli változásának jellemző hosszúsága nagyobb, mint a turbulens örvények Δz jellemző mérete. Ha ez nem teljesül, az (1.6–1.8) sorfejtés magasabb rendű tagjait is figyelembe kell venni. Ha behelyettesítjük az (1.12–1.14) összefüggéseket az (1.4) egyenletbe, és elhanyagoljuk a molekuláris diffúziót, akkor az alábbi egyenletet kapjuk, amely tartalmazza a turbulens diffúzió hatását is:

$$\frac{\partial \bar{c}}{\partial t} = -\frac{\partial(v_x \bar{c})}{\partial x} - \frac{\partial(v_y \bar{c})}{\partial y} - \frac{\partial(v_z \bar{c})}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial \bar{c}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial \bar{c}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial \bar{c}}{\partial z} \right) + \bar{S}(\bar{c}, x, y, z, t). \quad (1.15)$$

Az (1.15) egyenlet adja az anyagfajták terjedését leíró *dinamikus modellek* alapját Euleri megközelítésben. Érdeemes megjegyezni, hogy ez hasonló a (1.1) egyenlethez, csak a molekuláris diffúzió helyett a turbulens diffúzió szerepel helyette.

A napjainkban általában alkalmazott ún. Euler-típusú 2- vagy 3-dimenziós modellek a légkör meghatározott részét, mint síkot (2D modellek) vagy teret (3D modellek) rácshálóst (négyzet-, háromszög-, téglalap-, tetraéder alapú rács) bontják fel (Van Loon, 1996; Hart *et al.* 1998; Tomlin *et al.*, 2000; Ghorai *et al.*, 2000), és ennek pontjaira oldják meg a fizikai és kémiai folyamatokat leíró matematikai egyenletrendszereket úgy, hogy valamilyen állandó vagy változó időlépésként kapják meg a megoldást (Van Loon, 1996; Jacobson, 1999; Hart, 1999). Az időlépés vagy a rácsávolság növelése gyorsan növeli a véges felbontásból származó numerikus hibát, ezenkívül konvergencia és stabilitási problémákat is eredményezhet (Tomlin *et al.*, 1997; Hart, 1999). Bizonyos határon túl a modell használhatatlanul pontatlan eredményeket ad. Az elfogadható pontosságú 3D modellek ennek megfelelően hatalmas számítási kapacitást és kifinomult numerikus megoldási technikát igényelnek, ezért operatív célokra ezeket általában nem használják. A mai gyakorlatban leginkább használt modellek kvázi-3-dimenziósak. Az ilyen modellekben a légkör vizsgált részét függőleges irányban rétegekre bontják, a rétegekben a koncentráció-változást külön-külön 2-dimenziós modellek írják le, a rétegek közötti függőleges anyagátvitelt pedig megfelelő fizikai modellek alapján számítják.

Gauss-modell: Magas pontforrások esetén a légszennyeződés terjedésének modellezésére gyakran alkalmazható a Gauss-féle egyenlet (Gauss-modell). Ez az egyenlet határesetként levezethető a (1.1) kontinuitási egyenletből, több egyszerűsítő feltétel alkalmazásával, amelyek a következők:

- a meteorológiai helyzet stacionárius,
- a forrást pontszerűnek tekintjük, amelynek kibocsátása folytonos és időben állandó,
- a földfelszín sík és a szennyezőanyagoknak nincs ülepedésük,
- a szélmezőnek csak az egyik ((x) irányú) komponense nem nulla,
- az adott irányban csak advekciónak van, turbulens diffúzió nincs,
- a kémiai átalakulásokat figyelmen kívül hagyjuk.

A fenti feltételek teljesülése esetén az (1.15) egyenlet megoldása a következő:

$$\bar{c}(x, y, z) = \frac{Q}{2\pi\sigma_y\sigma_zV_x} \exp\left(-\frac{1}{2}\left(\frac{y}{\sigma_y}\right)^2\right) \left[\exp\left(-\frac{1}{2}\left(\frac{z-h_e}{\sigma_z}\right)^2\right) + \exp\left(-\frac{1}{2}\left(\frac{z+h_e}{\sigma_z}\right)^2\right) \right], \quad (1.16)$$

ahol Q a kibocsátott szennyező anyag mennyiségét, h_e az effektív kéménymagasságot jelöli és σ_y és σ_z szóródási paraméterek, amelyek a pontforrástól való távolság és a légköri stabilitás függvényében empirikus úton meghatározhatók. A Gauss-egyenletet (1.16) használva igen egyszerűen számítható a pontforrásból származó légszennyező koncentrációjának térbeli eloszlása. Az egyszerűsítő feltételezések miatt a Gauss modell alkalmazása igen korlátozott és a valóságban nagyon ritkán teljesülnek a fent megadott feltételek.

1.7. Terjedési modellek

A dinamikus modellek a légszennyeződési folyamatok hatótávolságának függvénye szerint is csoportosíthatók, és ez a távolsága modellezés időtartamát is meghatározza.

Az **utca-hasadék modellben (street canyon model)** a légszennyezők egyedülálló, alacsony pont, vonal, vagy területi forrásból származnak. A modellben egy utcában, házfalakkal határolt "hasadékokban" kialakult áramlási mezők határozzák meg a légszennyezők diszperzióját. A modellezett tartomány jellemző mérete 100 m-től pár kilométerig terjedhet, a szennyeződés diszperziójának a karakterisztikus ideje pedig néhány perc és néhány óra között változik.

A **lokális léptékű modellben (local scale model)** a légszennyezés több területi, vonal- és pontforrásból származik. Ide tartoznak a települések, vagy a település egy része és az ipartelepek. A lokális légszennyeződés vízszintes mérete a pár száz métertől 100 km-ig terjedhet, de a vizsgált település, illetve ipartelep méretétől függően jellemző távolsága általában 10 km. A modell tartalmazhatja az adott település vagy városrész épületeit és az egyéb a terjedést módosító akadályokat.

A **városi léptékű modellekben (urban scale model)** a légszennyezettség magas pont és területi forrásokból, illetve összetett forrásból (városi füstfáklya) származik. A szennyezési folyamatok vízszintes kiterjedése néhány 10 km-től általában pár száz kilométerig, maximálisan 500 km-ig terjed. Az ilyen modellekben a település beépítettségét közvetlenül nem - csupán közvetve, az érdességi magasság meghatározásával - veszik figyelembe.

A **regionális modellekben (large mesoscale model)** a légszennyezettség városi méretű összetett forrásokból (települési füstfáklyákból) származik. A regionális méretű szennyezési folyamat horizontális skálája néhány 100-tól 3000 km-ig tart, jellemző távolsága 1500 km. Ez

magában foglalhat egy országot vagy több országból kialakított régiót. A regionális méretű légszennyezettség vizsgálata ott indokolt, ahol a légszennyeződés az egyik országból a másikba szállítódik és nemzetközileg is jelentős problémát okoz. A regionális méretű folyamat szennyező hatása a kontinentális, globális háttérszennyezettségre szuperponálódik.

A **kontinentális modellekben (macro scale model)** a légszennyeződés regionális méretű összetett magas források (regionális füstfáklyák) hatásából adódik. A kontinentális méretű szennyezési folyamatok horizontális kiterjedése 3000 km-nél nagyobb.

A **globális modellekben** a légszennyeződés a kontinentális méretű összetett csóvák hatásaiból jön létre. Ezekben a modellekben a Föld egységes légköre a vizsgált tartomány.

Az előbb felsorolt modellek karakterisztikus mérete egyben meghatározza a légszennyezés kialakulásának időtartamát is. Általánosan elmondható, hogy a tartomány méretének növelésével a légszennyezési folyamat karakterisztikus ideje is nő, ami maga után vonja a szennyeződés leírására alkalmas kémiai mechanizmus alkalmas megválasztását. A 1.2. táblázat tartalmazza néhány fontosabb modell típusát és nevét.

1.8. Terjedési modellek Magyarországon

1984 és 1989 között a Központi Kémiai Kutató Intézet és az Országos Meteorológiai Szolgálat egy Lagrange-típusú modellt dolgozott ki Budapest légszennyezettségének leírására. A modell magában foglalt egy részletes, a fotokémiai szmog leírására alkalmas, kémiai mechanizmust. Figyelembe vette a száraz és nedves ülepedést, amelyet elsőrendű kémiai reakciónak tekintett. A légcella térfogata változott a keveredési réteg vastagságának változása miatt, így lehetőség nyílt a keveredési réteg vastagságának változásával fellépő légcsere figyelembe vételére. Az emisszió hely-, illetve időfüggő volt, és Budapestre egy igen durva 7×7-es rácsot (amely 4×4 km-es négyzetekből állt) használtak. A meteorológiai állapothatározók közül a hőmérséklet, a légnedvesség, a szélirány, a borultság, a csapadékintenzitás és a keveredési réteg vastagsága szerepeltek. A szél iránya és sebessége hely- és időfüggő volt, a többi meteorológiai változó esetén megfelelő sűrűségű mérések hiányában homogén meteorológiai mezőket tételeztek fel, továbbá homogén száraz ülepedési sebességeket vettek számításba, melyek meglehetősen durva közelítései voltak a valóságnak. Ez a program automatikus időlépés meghatározással dolgozó negyedrendű Runge-Kutta módszert használt.

Az 1990-es évek közepén a Központi Fizikai Kutató Intézet Atomenergia Kutatóintézete adaptált egy ISC2 (Industrial Source Complex 2) nevű programot, és ennek eredményeit az

A modell típusa	A modell neve	Hivatkozás
Utca-hasadék modell	CHENSI	Sini <i>et al.</i> , 1996
	MIMO (M icroscale M odel)	Goetting <i>et al.</i> , 1997 Ehrhard <i>et al.</i> , 2000 Kunz <i>et al.</i> , 2000
	MITRAS (M ikroskaliges C hemie, T ransport- und S trömungsmodell)	Schlünzen <i>et al.</i> , 2003
	OSPM	Berkowicz <i>et al.</i> , 1997
	CAR-FMI (C ontaminants in the A ir from R oad– F innish M eteorological I nstitute)	Härkänen <i>et al.</i> , 1995 Kukkonen <i>et al.</i> , 2001 Öttl <i>et al.</i> , 2001
	UDM-FMI (U rban D ispersion M odelling S ystem– F innish M eteorological I nstitute)	Karppinen <i>et al.</i> , 2000a Karppinen <i>et al.</i> , 2000b Kousa <i>et al.</i> , 2001
Lokális méretű modell	MIMO (M icroscale M odel)	Goetting <i>et al.</i> , 1997 Ehrhard <i>et al.</i> , 2000 Kunz <i>et al.</i> , 2000
	MITRAS (M ikroskaliges C hemie, T ransport- und S trömungsmodell)	Schlünzen <i>et al.</i> , 2003
	VADIS (P ollutant D ispersion in the A mosphere under V ariable W ind C onditions)	Borrego <i>et al.</i> , 2001
	SUBMESO	Anquetin <i>et al.</i> , 1998
	CAR-FMI (C ontaminants in the A ir from R oad– F innish M eteorological I nstitute)	Härkänen <i>et al.</i> , 1995 Kukkonen <i>et al.</i> , 2001 Öttl <i>et al.</i> , 2001
	UDM-FMI (U rban D ispersion M odelling S ystem– F innish M eteorological I nstitute)	Karppinen <i>et al.</i> , 2000a Karppinen <i>et al.</i> , 2000b Kousa <i>et al.</i> , 2001

1.2. táblázat Fontosabb terjedési modellek típusa és neve.

A modell típusa	A modell neve	Hivatkozás
Városi méretű modell	GRAMM (Graz Mesoscale Model)	Almbauer, 1995 Almbauer <i>et al.</i> , 1995
	MESO-NH	Lafore <i>et al.</i> , 1998
	MEMO (Mesoscale Model)	Kunz és Moussiopoulos, 1995
	METRAS	Lüpkes és Schlünzen, 1996
	SUBMESO	Penelon <i>et al.</i> , 2001
	ADMS-URBAN (Atmospheric Dispersion Modelling System-Urban)	Carruthers <i>et al.</i> , 1997
	CALGRID (California Grid Modell)	Yamartino <i>et al.</i> , 1992 Yamartino, 1993 Silibello <i>et al.</i> , 1998
	EPISODE	Gronski <i>et al.</i> , 1992
	MARS (Model for the Atmospheric Dispersion of Reactive Species)	Moussiopoulos <i>et al.</i> , 1995 Moussiopoulos <i>et al.</i> , 1997
	MUSE (Multiscale for the Atmospheric Dispersion of Reactive Species)	Sahm és Moussiopoulos, 1995
OFIS (Ozone Fine Structure Model)	Moussiopoulos és Sahm, 1998	
Regionális modell	MESO-NH	Lafore <i>et al.</i> , 1998
	The EMEP Eulerian Photooxidant Model	http://www.emep.int/
Kontinentális modell	MESO-NH	Lafore <i>et al.</i> , 1998

1.2. táblázat folytatása

ArcView nevű térinformatikai programcsomaggal jelenítették meg. A terjedési modell egy Gauss-típusú modell, amely leírta a Magyarország különböző pontforrásaiból (főleg erőművekből) kibocsátott szennyezőanyagok, főleg a kén-dioxid és a vanádium terjedését.

A közelmúltban a Dasy Kft. a Légköri Diszperziós Modellező Rendszer (Atmospheric Dispersion Modeling System) városi változatát, az *ADMS-Urban* modellt (Carruthers *et al.*, 1997) adaptálta Budapestre. A modell tartalmaz egy meteorológiai előfeldolgozó részt, amely

a meteorológiai állapotathatározókat számítja a különböző bemenő adatokból. Az adatok lehetnek óránként átlagolt vagy statisztikai adatok. A modell egy igen nagy felbontású (1 km × 1 km) emisszió-adatbázishoz kapcsolódik. A modell eredményeinek megjelenítése térinformatikai rendszer segítségével (*ArcView*) történik. A modell rendelkezik beépített utcahasadék, összetett domborzat feletti és épületek körüli légáramlás szimulációjára alkalmas modullal. Az *ADMS-Urban* a kémiai reakciók hatását is képes figyelembe venni.

A Belügyminisztérium Országos Katasztrófavédelmi Főigazgatóságának közreműködésével az EU Phare program támogatásával telepítették a *RODOS* (**R**ealtime **O**nline **D**ecision **S**upport) rendszert és a Nemzetközi Adatcsere Központ rendszert (Ehrhardt *et al.*, 1997; Mikkelsen *et al.*, 1997). A *RODOS* az EU követelményeinek megfelelő nukleáris baleset-elhárítási döntéstámogató rendszer, amelyet más országok is használnak, így alkalmas lehet egy esetleges országhatárokon átnyúló nukleáris csóva kezelésére közös környezetben. A rendszer segítségével lehetőség nyílik nem csak a nukleáris balesetek, hanem vegyi és biológiai vészhelyzetek kezelésére is. A rendszer meteorológiai adatigényét az OMSZ *ALADIN* numerikus előrejelző modellje szolgáltatja (Horányi *et al.*, 1996).