Pokroky matematiky, fyziky a astronomie

Michal Baťka

Zpracování meteorologických informací - hlavní úkol současné meteorologie

Pokroky matematiky, fyziky a astronomie, Vol. 37 (1992), No. 2, 80--95

Persistent URL: http://dml.cz/dmlcz/137890

Zpracování meteorologických informací — hlavní úkol současné meteorologie

Michal Baťka, Praha

Dnešní meteorologii můžeme chápat jednak jako vědní obor, který se zabývá fyzikálními zákony, jimiž se řídí atmosféra a na jejich základě studuje různé meteorologické jevy, jednak jako praktickou činnost zabývající se převážně zpracováním meteorologických informací. Zdálo by se, že teoretická činnost je v určité míře nezávislá na praktické meteorologické činnosti a praktická meteorologie používá jen málo výsledků teoretické meteorologie, ale není tomu tak. Meteorologie jako fyzikální věda má tu zvláštnost, že atmosféru jako celek nemůže napodobit v malém měřítku v laboratorních podmínkách. Proto laboratoří meteorologie je skutečná atmosféra země a experiment v laboratoři je nahrazen měřením údajů a pozorováním jevů, které v atmosféře probíhají. V poslední době se též modelují děje probíhající v atmosféře na počítačích. Modelování se opírá o hluboké teoretické poznatky oboru meteorologie a matematiky, ale pro uskutečnění experimentů potřebuje data jednak jako vstupní údaje, jednak ke zhodnocení numerických experimentů provedených na počítači.

Položme si nyní otázku, co je základním úkolem praktické meteorologie. Dříve byl základní úkol meteorologie zúžen na předpověď počasí. Dnes však je třeba hlavní úkoly meteorologie, a tedy i meteorologické služby, chápat daleko komplexněji a přesněji je vymezit. Základním úkolem je tedy co možná nejpřesněji objektivně zjistit současný stav atmosféry a jeho další vývoj. Tím rozumíme sběr, kontrolu, zpracování i archivaci (v dnešní době na vhodných počítačových médiích) všech možných informací o stavu atmosféry. Na jejich základě provedeme předpověď budoucího stavu atmosféry. Vývoj stavu atmosféry se pak využije k formulaci předpovědi počasí, varování před nebezpečnými meteorologickými jevy i případným velkým znečištěním atmosféry kumulací emitovaných látek nebo při haváriích. Meteorologie zajišťuje tedy informace jak pro občanskou veřejnost, tak i speciální informace pro národní hospodářství, dopravu, zemědělství, sport i armádu. V zahraničí bylo zjištěno, že ekonomický přínos této služby je přinejmenším desetkrát větší než náklady vynaložené na její činnost.

Několik slov z historie

Nejdůležitější součástí popisu globálního stavu atmosféry jsou synoptické mapy. Název pochází z řeckého „syn optein“, což znamená „současně vidět“. Již z názvu je tedy zřejmé, že synoptická mapa zobrazuje meteorologické údaje v daný časový okamžik,

---

Doc. RNDr. MICHAL BAŤKA, DrSc. (1936), pracuje na katedře meteorologie a ochrany prostředí MFF UK, V Holešovičkách 2, 180 00 Praha 8.

tj. v době pozorování. Podle mezinárodní dohody jsou hlavní termíny pozorování 0, 6, 12, 18 hodin světového času. Oblast synoptické mapy je značných rozměrů. Často se používá i polokoulové, obvykle stereografické mapy. Například Čs. meteorologická služba používá map, na kterých je zahrnuto území Evropy, severní Afriky a velké části Atlantského oceánu. Synoptická mapa je vhodná, obvykle zjednodušená geografická mapa, na které je předtištěna poloha meteorologických stanic. Do této mapy jsou číslicemi a smluvenými symboly zaneseny výsledky pozorování v síti meteorologických stanic v daném termínu. Tyto údaje jsou však nepřehledné. Proto se provádí analýza map, jejímž výsledkem je zakreslení čar stejných hodnot analyzované fyzikální veličiny. Zakreslují se například spojnice stejného tlaku – izobary, stejné teploty — izotermy, stejných časových změn tlaku — izalobary. Oba tyto úkony, jak zanesení pozorování do podkladové geografické mapy i analýzu mapy, dříve prováděl „ručně“ subjektivně meteorolog-synoptik. Základními a historicky prvními byly přízemní synoptické mapy. Na přízemních synoptických mapách je zobrazeno pole tlaku v úrovni hladiny moře nebo přesněji řečeno tlaku přepočteného na úroveň hladiny moře, je-li v daném místě pevnina s povrchem určité nadmořské výšky. Kromě toho zobrazujeme pole teploty a atmosférické fronty, čáry, které spojují místa, kudy na povrchu země probíhá hranice vzduchových hmot různých fyzikálních vlastností, zejména teploty a vlhkosti. Hodnoty přízemního tlaku nám dávají vlastně tíži svislého sloupce vzduchu nad daným místem na zemi a popisují nám tedy horizontální skalární pole celkového rozložení hmotnosti vzduchu. Neudávají nám ovšem vertikální rozložení hustoty vzduchu, neboť hustota vzduchu je závislá nejen na tlaku, ale i na teplotě vzduchu.

První přízemní synoptické mapy byly sestaveny německým meteorologem H. W. Brandesem v létech 1816–1820, ovšem z archivního materiálu. Aktuální synoptické mapy umožnil sestavit až vynález telegrafu. První aktuální přízemní synoptické mapy byly publikovány ve zprávách o počasí v novinách „Daily News“ v roce 1849 [1].

Kromě přízemních synoptických map se nyní analyzují také mapy výškové. Na těchto mapách jsou zobrazeny naměřené hodnoty v tak zvaných standardních tlakových hladinách. Je to zejména výška tlakové hladiny nad úrovní moře, teplota, teplota rosného bodu a rychlost a směr větru. Jako standardní tlakové hladiny se používají tlakové hladiny 1 000, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30 a 10 hPa. Tyto údaje měří ovšem pouze aerologické stanice, které obvykle dvakrát denně (termín 0 a 12 hodin světového času) vypouštějí balónové sondy s měřicí aparaturou, která výsledky měření odesílá vysílačkou. Protože provoz aerologických stanic je dosti nákladný, je síť těchto stanic poměrně řídká. Průměrná vzdálenost mezi aerologickými stanicemi na kontinentech je přibližně 150 km. V oblasti moří je stanic podstatně méně. Aerologické stanice, které předávají naměřené údaje mezinárodní meteorologické organizaci, jsou u nás pouze dvě, Praha-Libuš a Poprad-Gánovce. První radiosondy byly vypuštěny v roce 1930. Ačkoliv jsou dnes k dispozici i jiná měření, družicová, radarová, letecká i raketová, jsou vzhledem k přesnosti měření radiosondy dodnes základními přístroji pro zjištění parametrů volné atmosféry.

Při předpovědi musíme rozlišit dvě věci. Je to především předpověď fyzikálního stavu atmosféry v synoptickém měřítku. Tato předpověď je dána rozložením tlaku a teploty atmosféry (termobarickým polem), její vlhkostí a polem proudění, tedy větru. Analýzu skutečnosti i tuto předpověď můžeme zobrazit na synoptických mapách. Dále je to předpověď skutečného počasí v daném místě na zemi. Tím rozumíme předpověď meteorologických prvků i jevů prostorově malých měřítek (vzhledem k jevům synoptického měřítka), formulovaných ovšem slovně. Synoptická situace sice do značné míry určuje počasí, ale souvislost není tak jednoduchá a jednoznačná. Předpovědní mapy slouží proto pouze jako podklad pro slovní formulaci předpovědi počasí, kterou většinou i nyní provádí subjektivní metodou meteorolog-synoptik. Zkvalitňování předpovědi je proto dána těmito skutečnostmi:

1. Objektivizací a stálým zpřesňováním předpovědi synoptické situace — řešením stále fyzikálně bohatších modelů stále přesnějšími matematickými metodami na stále hustší síti uzlových bodů s případným použitím metod dynamické adaptace, které poskytují podrobnější předpovědní údaje pro dané místo.

2. Předpovědí stále většího počtu fyzikálních parametrů, nejenom tlaku, teploty a proudění, ale i oblačnosti, srážek aj.

3. Zlepšováním práce meteorologů-synoptiků, kteří výsledky modelů interpretují.

4. Objektivizací interpretace modelových předpovědí pomocí statistických metod, například MOS (Model Outputs Statistics). Tedy postupně úplnou automatizací, a tím i objektivizací předpovědi počasí. Tato automatizace však nepřipraví synoptické meteorology o práci, protože místo subjektivní interpretace synoptických situací se budou zabývat automatizací tohoto procesu, a tedy touto činností na kvalitativně vyšší úrovni.

Také v minulém století postupovali synoptičtí meteorologové podobným způsobem. Napřed sestavili přízemní synoptickou mapu, dále subjektivně, odhadem, předpovědní synoptickou mapu, kterou meteorologicky interpretovali a formulovali předpověď.

Vraťme se nyní k historickému vývoji meteorologie, o němž se lze informovat též v knížkách [1] a [2]. Aby se meteorologie stala vědeckou disciplínou, bylo třeba předpovědi objektivizovat. Proto další pokrok v meteorologii se ubírá dvěma směry. Jednak je to formulace předpovědi jako fyzikálně matematického procesu a jednak hlubšího poznání dějů, které probíhají v atmosféře. Předpovědní proces byl formulován pomocí systému rovnic hydrodynamiky atmosféry. Tento systém rovnic popisující vývoj atmosféry znal již v druhé polovině minulého století Helmholtz [3]. Byl si ovšem vědom složitosti tohoto systému rovnic a v dané době prakticky nemožnosti jejich řešení. Dvě základní podmínky pro hydrodynamickou předpověď počasí vyslovil norský meteorolog Vilhelm Bjerknes roku 1904. Je to jednak dostatečně přesná znalost počátečních podmínek stavu atmosféry, jednak znalosti zákonů, jimiž se změny atmosféry řídí. Početní předpověď počasí označil Bjerknes za hlavní a konečný cíl meteorologie jako exaktní vědy.

Norská meteorologická škola sehrála také významnou úlohu v pochopení dějů synoptického měřítka v atmosféře. Norští meteorologové J. Bjerknes, syn slavnějšího Vilhelma Bjerknese, a H. Solberg se v letech 1917–1918 zybývali více rozložením teploty než tlaku vzduchu. Podle jejich teorie se atmosféra skládá z různě teplých a vlhkých vzduchových hmot, na jejichž rozhraní dochází k náhlé změně teploty. Toto rozhraní dvou různě teplých vzduchových hmot nazvali frontální plochou a její průsečnici se zemským povrchem nazvali frontou. Sklon frontálních ploch je velmi malý, s rovinou zemského povrchu svírají úhel 10 minut až 1 stupeň. Protože těžší studený vzduch leží vždy pod vzduchem teplým, obě vzduchové hmoty se promíchávají jen nepatrně. Teplý vzduch se po klínu studeného vzduchu vysouvá vždy vzhůru. Vznikají tak výstupné vertikální pohyby, vzduch se adiabaticky ochlazuje, tím se nasycuje, vzniká tak frontální oblačnost a velkoplošné srážky.

Poznamenejme, že všechny závěry o atmosférických frontách byly učiněny norskými meteorology teoreticky, tj. spekulativně, pouze z přízemního pozorování. Proto byly ostatními meteorology přijímány zpočátku se značnou nedůvěrou. Teprve radiosondážní měření a ještě později družicové snímky potvrdily správnost této teorie.

Rovnice, jimiž se řídí pohyb atmosféry

V meteorologii, stejně jako v hydrodynamice, kde vyšetřované jevy mají makroskopický charakter a týkají se tedy statistického chování velkého množství molekul se pro vyšetřování pohybu vzduchu používá představa spojitého prostředí — kontinua. Tato představa nám umožňuje popis pohybu vzduchu pomocí matematického aparátu diferenciálních rovnic. V tom je určitý rozpor mezi fyzikou a matematikou. Hovoříme-li z hlediska fyziky o částici jakožto malém elementu objemu vzduchu, považujeme jej však ještě za natolik velký, že obsahuje velký počet molekul. Matematika nám dává adekvátní popis pohybu takovýchto částic, i když matematická analýza interpretuje tyto částice jako „nekonečně malé“, tj. přesněji, libovolně malé, a dívá se na ně jako na body. Pro matematický popis pohybu vzduchu používáme systém souřadnic x, y, z, který popisuje polohu bodu v prostoru a čas t. Pro určení polohy bodů v prostoru se v meteorologii používá některý ze systémů ortogonálních křivočarých souřadnic. Pohyb vzduchu nyní můžeme popsat, jak je to v hydrodynamice obvyklé, těmito funkcemi: Vektorovým polem $V(x, y, z, t)$, kde V je vektor rychlosti částic, tj. vektor větru. Jeho složky označme $V = (u, v, w)$ a dvěma skalárními poli; tlakovým polem $p(x, y, z, t)$ a hustotou vzduchu $\rho(x, y, z, t)$. Protože tlak p, hustota ρ a teplota T vzduchu jsou svázány stavovou rovnicí $p/\rho = RT$, kde R je plynová konstanta pro vzduch, používá se v meteorologii k popisu stavu atmosféry místo hustoty ρ teplota T, což je přirozenější. Všimněme si ještě, že pro atmosféru v hydrostatické rovnováze je splněna rovnice (3H) (viz dále) a hustota, resp. teplota vzduchu, je dána již znalostí pouze tlakového pole. Proto v meteorologii toto tlakové pole často nazýváme termobarickým polem. Poznamenejme, že fyzikální parametry částice (rychlost, tlak, teplota, hustota) jsou dány její polohou a časem (Eulerova formulace) a jsou nezávislé na její velikosti nebo hmotnosti.

Pro popis atmosféry zvolíme nyní tento systém souřadnic: zeměkouli aproximujeme referenční koulí o poloměru $a = 6\,371\,\mathrm{km}$. Poloměr referenční koule je zde zvolen tak, že země a referenční koule mají stejný povrch. Souřadnice x, y na zeměkouli zvolíme tak, že budou vyjadřovat skutečnou délku oblouku po rovnoběžkách a polednících. Souřadnice x, y definujeme tedy vztahy

$$x = a(\cos\varphi)\lambda \qquad y = a\varphi,$$

kde λ a φ je zeměpisná délka a zeměpisná šířka v radiánech. Vertikální souřadnici z tvoří polopřímky vycházející ze středu země. Nulovou hodnotu z klademe do úrovně hladiny moře. Takto definované souřadnice tvoří ortogonální systém křivočarých souřadnic. Poznamenejme, že atmosféra, vzhledem k velikosti země tvoří na povrchu země tenkou vrstvu. Proto v meteorologii měříme horizontální vzdálenost dvou bodů o stejné souřadnici z v atmosféře v rámci „tradičních aproximací" po povrchu země, jako kdyby země byla rovinou a svislé přímky, souřadnice z byly rovnoběžné.

Složky vektoru větru V se v našem použitém systému souřadnic nazývají takto:

u zonální složka větru, kladně orientovaná k východu,

v meridionální složka větru, kladně orientovaná k severu,

w vertikální složka větru, kladně orientovaná směrem vzhůru.

V hydrodynamice i v meteorologii můžeme studovat časové změny funkcí popisujících fyzikální stav atmosféry v pevně zvoleném bodu prostoru. Tyto funkce ovšem popisují v každém časovém okamžiku stav jiné částice vzduchu, tj. té částice, která v daný časový okamžik je v tomto bodě (Eulerova formulace rovnic hydrodynamiky). Tyto časové změny v pevně zvoleném bodu jsou vyjádřeny parciální derivací podle času $\partial/\partial t$. V daném, pevně zvoleném bodu můžeme rovněž studovat a vyjádřit změny fyzikálních parametrů jedné konkrétní částice, tj. té, která v daný okamžik prochází zvoleným bodem prostoru. Tato časová změna fyzikálních parametrů částice se nazývá individuální časová změna a označuje se $\mathrm{d}/\mathrm{d}t$. Tato individuální časová změna se používá zejména při formulaci zákonů mechaniky kontinua ve tvaru diferenciálních rovnic. Individuální změnu můžeme vyjádřit vztahem

$$\frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}t} = \frac{\partial}{\partial t} + u\frac{\partial}{\partial x} + v\frac{\partial}{\partial y} + w\frac{\partial}{\partial z}.$$

Pomocí tohoto vztahu pak můžeme vyjádřit časovou změnu funkcí popisujících stav atmosféry v daném bodě, tedy $\partial/\partial t$.

I když fyzikální parametry částice nezávisí na její velikosti, při formulaci fyzikálního zákona musíme zvolit určitou konkrétní velikost každé částice. Máme v podstatě dvě možnosti: Částici zvolit jednotkového objemu (v tom případě je její hmotnost rovna hustotě ρ), nebo jednotkové hmotnosti. První formulace vede k rovnicím hydrodynamiky v divergentním tvaru. Druhá, kterou zde použijeme, vede k tak zvanému advektivnímu tvaru rovnic.

Nyní se věnujme již konkrétní formulaci rovnic dynamiky atmosféry. První tři rovnice dynamiky atmosféry vyjadřují druhý Newtonův zákon. V inerciálním kartézském systému souřadnic můžeme tento zákon vyjádřit vztahem

$$\frac{\mathrm{d}V}{\mathrm{d}t} = \sum_i F_i.$$

Tento zákon říká, že zrychlení částice o jednotkové hmotnosti je rovno součtu sil F_i působících na částici. Tyto síly jsou zde ovšem vztaženy k jednotce hmoty (ne objemu). Nejdůležitější síla působící na částici je síla, která má svůj původ v tlakovém gradientu.

Tato síla vyjádřená na jednotku objemu má velikost

$$\nabla p = \left(\frac{\partial p}{\partial x}, \frac{\partial p}{\partial y}, \frac{\partial p}{\partial z}\right).$$

Tato síla tlakového gradientu vztažená k jednotce hmotnosti, tedy síla F_1, která působí na částici jednotkové hmotnosti, je ovšem rovna

$$\frac{1}{\rho}\nabla p.$$

Rovnice popisující pohyb atmosféry v našem použitém systému, který není ani inerciální a je navíc křivočarý, mají následující tvar:
Pro stručnost dalšího výkladu očíslujeme jednotlivé členy rovnic čísly. Pod rovnicemi uvedeme typické hodnoty (řád) jednotlivých členů rovnic v jednotkách m·s^{-1}.
Rovnice pro změnu horizontálních složek rychlosti mají tvar

$$\begin{array}{lcccccr}
 & 1 & 2 & 3 & 4 & 5 & \\
(1) & \dfrac{du}{dt} & -fv & -\left(\dfrac{u}{a}\operatorname{tg}\varphi\right)v & +\dfrac{1}{\rho}\dfrac{\partial p}{\partial x} & & = F_x \\
(2) & \dfrac{dv}{dt} & +fu & +\left(\dfrac{u}{a}\operatorname{tg}\varphi\right)u & +\dfrac{1}{\rho}\dfrac{\partial p}{\partial y} & & = F_y \\
\text{řád} & 10^{-4} & 10^{-3} & 10^{-5} & 10^{-3} & - &
\end{array}$$

Rovnice pro změnu vertikální složky rychlosti

$$\begin{array}{lcccccr}
 & 1 & 2 & 3 & 4 & 5 & \\
(3) & \dfrac{dw}{dt} & & +\dfrac{1}{\rho}\dfrac{\partial p}{\partial z} & +g & & = F_z, \\
\text{řád} & 10^{-7} & & & 10^{1} & 10^{1} &
\end{array}$$

kde členy rovnic označené čísly a použité konstanty mají tento význam a hodnoty:

1. Jsou to individuální změny složek rychlosti (hybnosti částice).
2. Jsou to Coriolisovy členy, vyjadřující zdánlivou sílu, která je způsobena tím, že rovnice (1), (2) nejsou vztaženy k inerciální soustavě, ale k soustavě spojené s rotující zemí; funkce $f = 2\Omega \sin\varphi$ se nazývá Coriolisův parametr, kde $\Omega = 7{,}292 \cdot 10^{-5}$, radián·s^{-1} je úhlová rychlost otáčení země.
3. Vyjadřují zdánlivou změnu hybnosti způsobenou zakřivením souřadného křivočarého systému souřadnic.
4. Je to síla na částici jednotkové hmotnosti vyvolaná gradientem tlaku; zde p je atmosférický tlak v kPa a ρ je hustota atmosféry.
5. Je to tíhová síla zrychlení země. Konstantu tíhového zrychlení země klademe $g = 9{,}81\,\mathrm{m{\cdot}s^{-2}}$.

Na pravé straně rovnic jsou tak zvané zdrojové funkce fyzikálních parametrizací modelu F_x, F_y, F_z, které popisují výsledný účinek dějů menších měřítek, které nejsou zahrnuty přímo v základní soustavě rovnic. Jsou do nich zahrnuty členy vyjadřující tření o zemský povrch v přízemní vrstvě, difúzi vzniklou turbulencí, změny hybnosti způsobené konvekcí atd. Pro děje ve volné atmosféře, tj. v oblasti, kde se již neprojevuje tření o zemský povrch, můžeme pro základní verzi modelu položit zdrojové funkce rovné nule.

Zanedbáme-li v rovnicích (1), (2) členy 1 a 3, které jsou nejméně o řád menší než členy 2 a 4, dostaneme vztahy

$$fv = \frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x},$$

$$fu = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial y}.$$

Tyto vztahy se nazývají geostrofickou aproximací a jsou pro volnou atmosféru přibližně splněny. Dávají nám vztah přibližné dynamické rovnováhy mezi tlakovým polem a polem proudění (viz dále). Diagnosticky nám z termobarického pole atmosféry určují vítr, který se nazývá geostrofický vítr. Z předchozích vztahů vidíme, že vektor geostrofického větru je kolmý na vektor horizontálního gradientu tlaku, a tedy geostrofický vítr vane podél čar stejného tlaku — izobar. Na severní polokouli v tlakové níži vane proti směru otáčení hodinových ručiček; v oblasti tlakové výše jde o obrácený směr. Tento fakt byl znám empiricky již v minulém století. Podíváme-li se na odhad velikosti členů rovnice (3), vidíme, že členy 4 a 5 vyjadřující hydrostatickou rovnováhu jsou o mnoho řádů větší než vertikální zrychlení. Změnu hybnosti částice ve vertikálním směru proto zanedbáme a rovnici změny hybnosti ve vertikálním směru nahradíme diagnostickým vztahem, a to rovnicí hydrostatické rovnováhy

(3 H) $$\frac{\partial p}{\partial z} = -g\rho.$$

I když rovnice hydrostatické rovnováhy je pro pohyby synoptického měřítka splněna velmi přesně, jejím použitím se změní vlnová řešení soustavy — soustava již nepopisuje zvukové vlny.

Další rovnice uzavírající systém hydrodynamických prognostických rovnic jsou:
– První termodynamická věta, tj. zákon zachování energie při přeměně tepelné energie v mechanickou práci a naopak. Podle této věty platí

(4) $$c_p\frac{\mathrm{d}T}{\mathrm{d}t} = \alpha\omega + F_T,$$

kde
T je absolutní teplota v K,
$c_p = 1\,004\,\mathrm{J\,kg^{-1}\,K^{-1}}$ je měrná tepelná kapacita vzduchu při konstantním tlaku,
$\alpha = 1/\rho$ měrný objem vzduchu,

$\omega = \dfrac{\mathrm{d}p}{\mathrm{d}t}$ generalizovaná vertikální rychlost, tedy individuální časová změna tlaku částice,

F_T zdrojová funkce parametrizací modelu, které popisují neadiabatické děje: dodání nebo odběr tepla z atmosféry při fázových přechodech vody (skryté teplo kondenzace), dodání tepla slunečním zářením, ohřev (atmosféry) od teplého moře aj.

– Rovnice kontinuity — zákon zachování hmoty

$$\frac{\mathrm{d}\rho}{\mathrm{d}t} + \rho\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}\right) = 0; \tag{5}$$

– Stavová rovnice

$$p\alpha = RT,$$

kde $R = 287\ \mathrm{J\,kg^{-1}K^{-1}}$ je plynová konstanta pro suchý vzduch, pomocí které vyloučíme ze soustavy proměnné ρ a α, abychom pro popis pohybu atmosféry dostali soustavu 5 rovnic pro 5 prognostických proměnných.

Pro změnu vlhkosti vzduchu přidáme rovnici volněji navazující na předchozí systém, tj. rovnici kontinuity vodní páry. Tato rovnice je zákonem zachování hmoty vodní páry. Rovnici můžeme napsat ve tvaru

$$\frac{\mathrm{d}Q}{\mathrm{d}t} = F_Q,$$

kde Q je směšovací poměr, tj. poměr hmotnosti vodní páry k hmotnosti suchého vzduchu v daném objemu, F_Q je změna množství vodní páry způsobená výparem nebo kondenzací vody při výpočtu srážek.

Soustava rovnic (1) až (6) je tedy obecná soustava pohybových rovnic atmosféry pro obecné nehydrostatické modely. Je to systém nelineárních parciálních diferenciálních rovnic hyperbolického typu. Nahradíme-li v tomto systému rovnici (3) rovnicí hydrostatické rovnováhy (3 H), lze tento systém nazvat systémem základních rovnic atmosféry v hydrostatickém přiblížení. Právě tento systém je základem pro předpovědní modely synoptického i menšího mezosynoptického měřítka.

Vlnové pohyby v atmosféře i v jejím popisu rovnicemi

I když se v atmosféře studuje více fyzikálně definovaných vlnových pohybů, ve skutečnosti jsou v atmosféře ve smyslu mechaniky tři základní typy vln: zvukové vlny, gravitační vlny a Rossbyho vlny.

Zvukové vlny souvisejí se stlačitelností vzduchu a lze je charakterizovat jako podélné vlny. Z hlediska předpovědi počasí tyto vlny význam nemají, jsou však v nehydrostatických modelech popsaných rovnicemi (1) až (5) obsaženy. V hydrostatických modelech jsou odstraněny užitím rovnice hydrostatické rovnováhy.

Gravitační vlny lze charakterizovat jako horizontálně příčné vlny. Jsou výsledkem působení vztlakových sil (Archimédova zákona), které působí na částici jako pružina. Tyto vlny lze studovat ve svislé rovině. Vezmeme-li částici vzduchu a vychýlíme ji silou ve vertikálním směru, změní se okolní tlak, a tedy i tlak částice. Při pohybu vzhůru se tlak částice snižuje a částice se adiabticky ochlazuje o 0,98°C na 100 metrů (fázové přechody vody zde neuvažujeme).Tento vertikální gradient teploty, rovný přibližně 1°C na 100 m, se nazývá vertikální suchoadiabatický gradient teploty. Nyní mohou nastat dva případy, mezní případ, kdy vertikální gradient teploty je právě 1°C na 100 m, je pouze teoretický:

1. Teplota s výškou klesá méně než 1°C na 100 metrů. Pak částice vychýlená vzhůru ze své rovnovážné polohy je chladnější, a tedy těžší než okolní vzduch a má tendenci vrátit se na své původní místo. Obdobná symetrická situace je i při vychýlení částice směrem dolů. V tomto případě se můžeme dívat na částice jako na harmonické oscilátory, neboť vratná síla působící na částici je úměrná velikosti jejího vychýlení a je dána teplotním zvrstvením okolní atmosféry. Teplotní zvrstvení zde odpovídá tuhosti pružiny. Každá částice má také svou vlastní frekvenci kmitání. V případě, kdy teplota atmosféry s výškou klesá méně než 1°C na 100 metrů, jde o stabilní teplotní zvrstvení atmosféry. Pro synoptické měřítko se pokles teploty s výškou ve volné atmosféře pohybuje kolem hodnoty 0,6°C na 100 m a atmosféra je globálně stabilní. Proto svislý sloupec vzduchu můžeme studovat jako složitou kmitající soustavu a pro daný profil teploty lze určit vlastní frekvence této soustavy, vertikální normální módy. Módus s největší fázovou rychlostí, v horizontálním směru přibližně 300 m/s, nazýváme vnější gravitační vlnou. Gravitační vlny odpovídající ostatním módům se nazývají gravitační vnitřní vlny. Jejich fázová rychlost horizontálního pohybu je ovšem menší.

2. Teplota s výškou klesá více než 1°C na 100 m. V tomto případě částice po vychýlení již nemají tendenci vrátit se do svého původního místa, začne na ně naopak působit síla, která je vzdaluje od původní polohy, vznikají stoupavé proudy a nastává konvektivní promíchávání atmosféry. V tomto případě říkáme, že atmosféra má v tomto místě instabilní teplotní zvrstvení. Instabilní zvrstvení vzniká především ohřevem atmosféry od zemského povrchu při zahřívání země slunečním zářením. Konvektivní promíchávání atmosféry přenosem tepla směrem vzhůru toto instabilní zvrstvení likviduje. Konvektivní procesy jsou však prostorově malého, tj. podsíťového horizontálního měřítka. Proto tento jev v modelu nezahrnujeme do základní dynamiky modelu, ale do fyzikálních parametrizací, kde se modeluje ne sám děj, ale pouze jeho výsledný efekt. Při konvekci hrají důležitou úlohu fázové přechody vody, které proces konvekce podporují. Způsobují též, že výsledný gradient teploty po konvektivním promíšení je přibližně 0,6°C na 100 m, tedy nikoli suchoadiabatický.

V atmosféře mají gravitační vlny velmi malou amplitudu; o tom se můžeme přesvědčit na záznamu průběhu přízemního tlaku mikrobarografu. Jejich mechanismus je však velmi důležitý, neboť udržuje atmosféru v dynamicky rovnovážném stavu.

Rossbyho vlny jsou meteorologicky nejdůležitější. Můžeme je charakterizovat jako horizontálně příčné vlny. Tyto vlny jsou způsobeny rotací země, přesněji řečeno změnou Coriolisova parametru ve směru poledníků. Objevil je švédský meteorolog

Carl-Gustav Rossby v roce 1939. Abychom ukázali efekt, který způsobuje meridionální změna Coriolisova parametru, použijeme jednoduchý příklad, který předložil C. G. Rossby. Pro jednoduchost výpočtů budeme uvažovat oblast země, na které rovnice studujeme, tak velkou, abychom mohli zanedbat zakřivení země, a tedy v rovnicích (1), (2) člen $u/a \cdot \operatorname{tg} \varphi$ a povrch země považovat za rovinu. Pro studium těchto vln vyjdeme z rovnice vorticity. V meteorologii se hojně používá veličina nazývaná vorticita označovaná ξ; je vertikální složkou rotace vektorového pole větru (u, v, w). Je tedy rovna

$$\xi = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}.*)$$

Tato veličina definuje rotační, nedivergentní část větru, která je pro proudění synoptického měřítka rozhodující. Popisuje horizontální víry, a tedy i polohu tlakových útvarů, zejména níží. Rovnice pro časovou změnu této veličiny se nazývá rovnicí vorticity. Abychom Rossbyho vlny dostali v čisté podobě, budeme požadovat, aby trajektorie částic ležely ve vodorovné rovině. Tím z úvah eliminujeme gravitační vlny. Abychom vyloučili také zvukové vlny, budeme předpokládat, že atmosféra je nestlačitelná. Za těchto předpokladů je atmosféra horizontálně homogenní, a tedy $\partial \rho/\partial x = \partial \rho/\partial y = 0$, také vertikální rychlost w je rovněž nulová. Z rovnice kontinuity (5) pak vyplývá, že divergence horizontálního větru

$$d = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}$$

je nulová. Rovnice pro změnu hybnosti mají v tomto případě zjednodušený tvar

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u\frac{\partial u}{\partial x} + v\frac{\partial u}{\partial y} - fv + \frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{p}{\rho}\right) = 0, \tag{7}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u\frac{\partial v}{\partial x} + v\frac{\partial v}{\partial y} - fu + \frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{p}{\rho}\right) = 0. \tag{8}$$

Abychom odvodili rovnici vorticity, derivujeme rovnici (8) podle x a odečteme od ní rovnici (7) derivovanou podle y. S použitím definice dostaneme

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + u\frac{\partial \xi}{\partial x} + v\frac{\partial \xi}{\partial y} + u\frac{\partial f}{\partial x} + v\frac{\partial f}{\partial y} + (\xi + f) \cdot d = 0.$$

Vzhledem k tomu, že $d = 0$ a $\partial f/\partial x = 0$ můžeme tento vztah psát ve tvaru

$$\frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}t}(\xi + f) = 0 \tag{9}$$

---

*) Pro námi definované křivočaré souřadnice je ovšem vorticita definována vztahem $\xi = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{u}{a}\operatorname{tg}\varphi$ a divergence horizontálního větru $d = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{v}{a}\operatorname{tg}\varphi$.

nebo

$$\frac{\mathrm{d}\xi}{\mathrm{d}t} + \beta v = 0, \tag{10}$$

kde $\beta = \partial f/\partial y$ se nazývá Rossbyho parametr. Součet $\xi + f$ se nazývá absolutní vorticita. Rovnice (9) říká, že při námi definovaném pohybu částice se absolutní vorticita nemění. Taková veličina se nazývá hydrodynamickým invariantem.

Abychom rovnici vorticity (10) mohli řešit analyticky, musíme ji ještě dále zjednodušit. Úlohu řešení této rovnice formulujeme jako řešení rovnice s konstantními koeficienty. Skutečnou změnu Coriolisova parametru f nahradíme lineární změnou tvaru

$$f = f_0 + \beta y, \tag{11}$$

kde f_0 a Rossbyho parametr β necháme konstantní. Horizontální rovina, ve které je Coriolisův parametr definován vztahem (11), se nazývá β-rovina. Nelinearitu rovnice odstraníme tím, že budeme předpokládat, že proudění v atmosféře se bude skládat z hlavní konstantní západní složky větru, střední zonální konstantní rychlosti větru U a malé meridionální perturbace o hodnotě $v'(x,t)$. Složky rychlosti tedy jsou

$$u = U, \qquad v = v'(x,t).$$

Vorticita je v tomto případě dána vztahem $\xi = \partial v'/\partial x$ a rovnice vorticity má tvar

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{\partial v'}{\partial x}\right) + U\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\partial v'}{\partial x}\right) + \beta v' = 0. \tag{12}$$

Řešení této rovnice můžeme hledat ve tvaru

$$v' = \hat{v} \cdot \exp(\mathrm{i} \cdot k(x - ct)),$$

kde $\hat{v}$ je amplituda vlny, i imaginární jednotka, $k = 2\pi/L$ je vlnové číslo, L délka vlny, c fázová rychlost vlny.

Dosazením do rovnice (12) dostaneme řešení s fázovou rychlostí

$$c = U - \beta/k^2. \tag{14}$$

Tento vztah se nazývá vzorcem Rossbyho vln. Hodnota U středního zonálního větru je vždy kladná. Pro střední zeměpisnou šířku, 45° severní šířky máme tyto hodnoty: U můžeme odhadnout hodnotou 20 m/s pro zimní období a 10 m/s pro letní období.

$$\beta = \partial f/\partial y = 2\Omega/a \cdot \cos\varphi = 1{,}6 \cdot 10^{-11}\,\mathrm{m}^{-1}\,\mathrm{s}^{-1}.$$

Hodnota $c_R = \beta/k^2$ se nazývá Rossbyho rychlost. Závisí na délce vlny L. Její směr je od východu k západu. Pro 45° s. š. máme přibližně [4]

$$c_R = \beta/(2\pi)^2 \cdot L^2 = 0{,}4\, l^2,$$

kde l je délka vlny měřená v jednotkách 10^6 metrů.

Je-li $U - \beta/k^2 > 0$ pohybuje se vlna, a tedy tlakový útvar na východ. Při obrácené nerovnosti na západ. Vlna je stacionární, když pro její délku L_s platí $L_s = 2\pi\sqrt{(U/\beta)}$. V zimním období je délka stacionární vlny L_s přibližně 7 tisíc kilometrů, pro letní období je typickou hodnotou 5 tisíc km. Protože však tlakové útvary mívají rozměry menší, pohybují se zejména v zimním období na východ.

Formulace úlohy dynamické předpovědi

Máme-li na celé zeměkouli nebo alespoň na dostatečně velké oblasti dány hodnoty prognostických proměnných: složek rychlosti u, v, teploty T, tlaku p, a směšovacího poměru Q v počátečním časovém okamžiku, můžeme pomocí pohybových rovnic provést předpověď těchto proměnných na určitý časový interval. Z pohybových rovnic vypočteme časové změny uvedených veličin a jejich hodnoty pomocí těchto změn časově extrapolujeme. Tento výpočet se ovšem provádí metodami numerické matematiky na počítači. Není-li oblastí výpočtu celá zeměkoule, dostaneme se do určitých obtíží, protože na hranici předpovědní oblasti nemůžeme hodnoty proměnných předpovídat. Protože meteorologické systémy se pohybují konečnou fázovou rychlostí, můžeme očekávat, že při předpovědi na omezené oblasti dostaneme pro určitý časový interval na části naší oblasti správnou předpověď. V tomto případě necháváme hodnoty na hranici konstantní a správnou předpověď dostaneme pouze na části původní oblasti, tam, kam nezasahuje vliv okrajových podmínek, což je ovšem oblast podstatně menší.

Prvním krokem pro realizaci analýzy současné meteorologické situace a její předpovědi je kontrola naměřených údajů. Při tomto procesu vyloučíme z dat, nebo opravíme údaje s velkou chybou, která může vzniknout při zápisu nebo přenosu dat. Tyto chyby lze zjistit a často i opravit z fyzikálních souvislostí mezi naměřenými údaji. Druhým krokem je objektivní analýza. Tuto úlohu můžeme formulovat následujícím způsobem: Na síti prostorově zcela nepravidelně rozložených měřicích stanic jsou dány naměřené hodnoty meteorologických veličin, navíc zatížené malými chybami měření. Úkolem je hodnoty těchto meteorologických proměnných interpolovat do pravidelné, obvykle čtvercové sítě uzlových bodů, které jsou dány průsečíky rovnoběžek s osami souřadnic. Pro tuto relativně obtížnou nestandardní úlohu interpolace byla vyvinuta metoda, která se používá nyní téměř standardně. Metoda je založena na tom, že pomocí nově naměřených hodnot F^M ve stanicích opravujeme předběžné pole F^P definované na naší pravidelné síti. Postup je následující. Z pravidelné sítě interpolujeme hodnoty předběžného pole do bodů měřicích stanic ležících v okolí uvažovaného uzlu. Tyto hodnoty označme F^{PS}. Novou opravenou hodnotu F v uzlu naší pravidelné sítě dostaneme ze vztahu

$$F = F^P + \sum_i p_i(F^M - F^{PS}),$$

kde p_i jsou váhy interpolace. Interpolují se tedy odchylky od předběžného pole, nikoli přímo hodnoty. Váhy p_i dostaneme řešením určité soustavy lineárních rovnic, jejímiž koeficienty jsou hodnoty autokorelačních funkcí pro vzdálenosti mezi stanicemi a mezi uzlem i stanicemi. Tento postup se nazývá optimální interpolace a je založen na principech matematické statistiky. V prvním období použití této metody se vycházelo z klimatických normálů jako předběžného pole. Později se po zdokonalení předpovědních metod ukázalo výhodnější jako předběžného pole použít předpověď spočtenou na 6 nebo 12 hodin. Dospělo se tak přirozeným způsobem k postupu, který se nazývá asimilací dat. Tento proces je přesnější, neboť pro analýzu v daném časovém okamžiku používá údajů z více časových vrstev a pomáhá předpovědí překlenout místa s řídkou sítí měřicích stanic — oceány.

Ani po této operaci však nejsou data připravena tak, aby mohla sloužit jako počáteční údaje pro časovou integraci hydrostatických modelů. Ze zkušenosti je známo, že stav atmosféry je vždy blízký k mechanicky rovnovážnému stavu. V rovnicích (1), (2) je síla horizontálního tlakového gradientu v rovnováze s Coriolisovou silou a vertikální vztlakové síly jsou prakticky zcela v rovnováze se silou zemské tíže. Z analýzy velikosti členů rovnic (1), (2) je vidět, že časové změny jsou v rovnicích dány jako součet dvou nejméně o řád větších členů (2 a 4) s opačnými znaménky. Proto chceme-li získat hodnotu zrychlení s přesností alespoň 10 %, musíme hlavní členy rovnic, a tedy pole tlaku a pole rychlosti znát s přesností 1 %. Analyzujeme-li tlakové pole a pole proudění na sobě nezávisle, nebudou tato analyzovaná pole sobě odpovídat a nebudou přibližně v rovnovážném stavu. Proto se při analýze proudění používají vždy vztahy geostrofického větru. Ale ani tak není počáteční stav dat po objektivní analýze v rovnovážném stavu. V důsledku toho obsahují počáteční data gravitační vlny nereálně velké amplitudy, zatímco ve skutečné atmosféře gravitační vlny prakticky nepozorujeme. Proto před provedením časové integrace modelu zařazujeme proces, který se nazývá inicializací dat. Tato procedura odstraní z počátečních dat nežádoucí gravitační vlny, zejména vnější gravitační módus. V současné době se pro inicializaci používá metoda založená na normálních módech. Třebaže se při této proceduře počáteční data změní jen málo, popisují již rovnovážný stav atmosféry a časové tendence vypočtené pomocí pohybových rovnic z počátečních dat jsou správné. Amplitudy gravitačních vln v modelu můžeme sledovat na časovém průběhu divergence horizontálního větru, nebo přízemním tlaku v pevně zvoleném bodě. Tyto hodnoty pak podle kvality inicializace vykazují pouze nepatrné časové oscilace.

Metody řešení rovnic modelů

První modely byly řešeny numericky metodou konečných diferencí explicitními schématy. Explicitní metody hodnotu prognostické proměnné v následujícím časovém kroku vyjadřují explicitně pomocí hodnot proměnných v předchozích časových krocích, a proto jsou pro realizaci velmi jednoduché. Mají však určitý nedostatek. Pro stabilitu výpočtu musí být splněna podmínka, kterou v roce 1928 uveřejnili R. Courant, K. Fridrichs a H. Lewy [5] a která požaduje, aby časový přírůstek Δt, o který časově extrapolujeme prognostické proměnné, byl menší než čas, za který každá vlna popisovaná modelem urazí vzdálenost h mezi sousedními uzlovými body výpočetní sítě. V opačném případě dochází k rychlému růstu hodnot řešení a výpočet se zhroutí.

C-F-L kritérium stability tedy požaduje, aby pro každou vlnu obsaženou v modelu bylo $c \cdot \Delta t \leqq h$, kde c je fázová rychlost vlny. Kritérium stability má za následek malou efektivnost výpočtu explicitními schématy, protože časový krok v tomto případě musí být dosti malý. Pro nehydrostatický model, který obsahuje i zvukové vlny ve vertikálním směru, nám vychází délka časového kroku řádově sekundy. Pro hydrostatický model obsahující gravitační vlny s fázovou rychlostí 300 m/s při $h = 100$ km je třeba časový krok volit menší než 5 minut. Pro model, který obsahuje pouze Rossbyho vlny (model s geostrofickou aproximací) můžeme volit časový krok o řád větší. Pro hydrostatický model se pak při aproximaci dospěje k této skutečnosti: Chyba, která vzniká náhradou derivací diferencemi je pro časové diference téměř o tři řády menší než chyba vzniklá aproximací prostorových derivací. Proto pro zvýšení efektivnosti a zpřesnění modelu aproximujeme časové derivace jednoduše diferencemi, avšak pro prostorové derivace se snažíme chybu aproximace zmenšit. Proto se pro aproximaci prostorových derivací používají spektrální metody, při kterých jsou prognostické proměnné reprezentovány lineárními kombinacemi ortogonálních bázových funkcí a derivace se počítají derivováním těchto kombinací. Zvýšení efektivnosti dosáhneme použitím částečně implicitních (semiimplicitních) schémat. Při použití semiimplicitního schématu aproximujeme členy rovnic popisující gravitační vlny implicitně. Pak pro tyto vlny nemusíme požadovat splnění C-F-L kritéria stability a časový krok můžeme volit větší, a to prakticky stejný jako při použití geostrofické aproximace. Hodnoty prognostických proměnných v následujícím časovém kroku dostaneme řešením velkých soustav rovnic. Úloha se dá však formulovat tak, že je třeba řešit pouze velké soustavy lineárních rovnic. Tyto soustavy jsou speciálního tvaru a dají se velmi efektivně řešit. Proto efektivnost semiimplicitních metod je z hlediska výpočetního času o řád lepší.

Vývojová stadia předpovědních modelů

První, i když neúspěšný, pokus o integraci meteorologického modelu byl uskutečněn v období první světové války anglickým meteorologem — matematikem L. F. Richardsonem [6]. Výpočet předpovědi na 6 hodin byl proveden ovšem ručně a trval měsíce. Richardson ke svému pokusu použil správně formulovaný hydrostatický model, který popisuje i gravitační vlny. Jeho neúspěch nás dnes nepřekvapí, neboť technologie tak obecného modelu byla zvládnuta až v 60. letech. První úspěšnou předpověď provedli těsně po druhé světové válce v USA J. G. Charney, R. Fjørtoft a J. von Neumann [7] na počítači ENIAC. Tento model byl značně jednodušší než Richardsonův. Zakládal se na integraci rovnice vorticity (9) za předpokladu nulové divergence a geostrofičnosti větru. Tento model neobsahuje gravitační vlny, a proto je i z hlediska integrace méně náročný. Tím započal rychlý rozvoj objektivních předpovědních metod. V padesátých letech byly testovány složitější baroklinní modely, které používaly geostrofickou aproximaci a neobsahovaly tedy gravitační vlny. U nás byl rozvoj objektivních předpovědních metod spojen se jménem prof. Stanislava Brandejse. Již v 60. letech jsem ve spolupráci s ním a jeho žáky úspěšně integroval i složitější baroklinní modely s geostrofickou aproximací. Vývoj a zejména provozní využití u nás naráželo na nedostatek vhodné výpočetní techniky. Lepším pochopením celého mechanismu atmosféry a pokroku v oblasti numerických metod i počítačové techniky se v šedesátých letech meteorologové vrátili k obecnějším hydrostatickým modelům, které se používají dosud. Pouze numerické řešení, fyzikální parametrizace a výkonnost výpočetní techniky jsou stále zdokonalovány.

Poznamenejme, že bez předpovědního modelu je dnes provoz meteorologické služby nemyslitelný. Ne člověk, pouze superpočítače mohou dokonale zpracovat tak velké množství vstupní informace pro zjištění současného i budoucího stavu atmosféry. Proces objektivní analýzy dat a předpovědi je dnes již od sebe neoddělitelný, protože objektivní analýza se provádí asimilací dat. Výsledky objektivní analýzy a předpovědi jsou nakonec zpracovány do přehledné informace grafikou počítačů.

Modely počítané provozně

Rychlý rozvoj meteorologie, numerické matematiky a výpočetní techniky byl korunován úspěchem. V roce 1966 dala meteorologická služba USA — NMC (National Meteorological Center) do denního provozu hydrostatický baroklinní model. Tento model byl vypracován pod vedením F. G. Shumana a J. B. Hovermale [8] a byl na oblasti severní polokoule integrován explicitním schématem na časový interval 120 hodin. Modely do denního provozu daly postupně meteorologické služby všech vyspělých zemí: Británie, Kanada, Švédsko, Japonsko, Francie. V Českém hydrometeorologickém ústavu v Praze-Komořanech byl dán do denního provozu soudobý hydrostatický předpovědní meteorologický model 15. dubna 1988 [9], [10]. Model je integrován na 36 hodin semiimplicitním schématem na omezené předpovědní oblasti zahrnující oblast Evropy, Středozemí a části Atlantského oceánu i Severní Ameriky. Celá technologická linka skládající se z kontroly dat, objektivní analýzy, inicializace a časové integrace předpovědního modelu se v praxi osvědčila. Tím se ČSFR zařadila v meteorologii mezi vyspělé země.

Literatura

[1] MUNZAR J. a kol.: *Malý průvodce meteorologií.* Mladá fronta Praha 1989.

[2] THOMPSON P. D.: *Numerical weather anylysis and prediction.* The Macmillan Company New York 1961.

[3] HELMHOLTZ H.: *Über atmosphärische Bewegungen.* Nachr. Ges. Wiss. Göttingen 3, 309, 1889.

[4] WIIN-NIELSEN A.: *Compendium of meteorology, Volume 1.* World Meteorological Organisation - Genève 1973.

[5] COURANT R., FRIEDRICHS K., LEWY H.: *Über die partiellen Differenzengleichungen der mathematischen Physik.* Math. Annalen 100 (1928).

[6] RICHARDSON L. F.: *Weather Prediction by Numerical Process.* Cambridge Univ. Press, London 1922.

[7] CHARNEY J. G., FJØRTOFT R., VON NEUMANN J.: *Numerical integration of the barotropic vorticity equation.* Tellus 2 (1950).

[8] SHUMAN F. G., HOVERMALE J. B.: *An Operational Six-Layer Primitive Equation Model.* Journal of Applied Met. Vol. 7 (1968), No 4.
[9] ŠKODA a kol.: *Automatizovaná předpovědní linka ČHMU.* Sborník prací Českého hydrometeorologického ústavu 38 (1990).
[10] BAŤKA M.: *The CHMI Limited-Area Operational Forecast Model.* Studia Geoph. et Geod. 1991.

Kovové supermriežky

Peter Lobotka, Eva Majková, Ivo Vávra, Štefan Luby, Bratislava

1. Úvod

Korene dnes rozvetveného výskumu polovodičových aj kovových supermriežok siahajú do rokov 1969–70. Pôvod majú v prácach Esakiho et al. [1,2], ktorí skúmali polovodičové štruktúry. Sami za objaviteľov supermriežok označujú Johanssona a Lindeho, a to na základe ich práce o metalurgii zliatiny CuAu [3]. V tejto zliatine sa okrem základnej symetrie kryštálovej mriežky pozorovala ďalšia, doplnková periodicita usporiadania, ktorej perióda je niekoľkokrát väčšia ako základný mriežkový parameter. Podobná doplnková periodicita sa pozorovala aj v zliatine Fe_3Al (obr. 1). Iná, ešte skoršia práca z tejto oblasti pochádza od Tammana [4]. Prvé kovové supermriežky, zložené z periodicky sa striedajúcich kovových vrstiev, pripravili Du Mond a Youtz v r. 1940 [5].

Esaki sa sprvu zaoberal transverzálnym transportom v polovodičových supermriežkach a chcel zhotoviť súčiastky so záporným diferenciálnym odporom. Bola to extrapolácia jeho výskumu tunelových diód. Prvé úspechy zaznamenal v r. 1972 [6]. V týchto pionierských dobách sa v technológii tenkých vrstiev za supermriežku pokladala multivrstva zložená zo striedajúcich sa vrstiev s prispôsobenými mriežkovými konštantami, teda de facto epitaxná štruktúra. (Viď jednu z prvých čs. review [7].)

V priebehu ďalšieho vývoja a rozširovania odboru sa definícia tenkovrstvovej supermriežky zovšeobecňovala a začala sa ňou rozumieť periodická multivrstva striedajúcich sa tenkých vrstiev bez bližšieho predpokladu o ich kryštalickej štruktúre (cf. [8]).

Ing. PETER LOBOTKA, CSc. (1950), a ing. IVO VÁVRA, CSc. (1949), jsou vědeckými pracovníky Elektrotechnického ústavu SAV, Dúbravská cesta 9, 842 39 Bratislava.

RNDr. EVA MAJKOVÁ, CSc. (1950), a ing. Štefan Luby, DrSc. (1941) jsou vědeckými pracovníky Fyzikálního ústavu SAV, Dúbravská cesta 9, 842 28 Bratislava.