

Pokroky matematiky, fyziky a astronomie

Ludmila Třísková

Současný pohled na ionosféru a její výzkum

Pokroky matematiky, fyziky a astronomie, Vol. 13 (1968), No. 6, 356--367

Persistent URL: <http://dml.cz/dmlcz/139942>

Terms of use:

© Jednota českých matematiků a fyziků, 1968

Institute of Mathematics of the Academy of Sciences of the Czech Republic provides access to digitized documents strictly for personal use. Each copy of any part of this document must contain these *Terms of use*.



This paper has been digitized, optimized for electronic delivery and stamped with digital signature within the project *DML-CZ: The Czech Digital Mathematics Library* <http://project.dml.cz>

Poznámka: K sepsání přehledného článku o experimentálním ověření obecné relativity mne vyzval zesnulý profesor Čestmír Muzikář, DrSc. Chtěl bych na tomto místě vzpomenout povzbuzujícího zájmu, který projevoval o práci všech svých spolupracovníků a žáků.

Literatura

Citace [1], [3], [4], [5] jsou přehledné články o experimentálním ověření obecné relativity, [2] je monografie věnovaná tomuto tématu. Obsáhlou bibliografii najde čtenář především v [1] a [2].

- [1] BERTOTTI B., BRILL D., KROTKOV R., v sborníku „*Gravitation: An introduction to current research*“, ed. L. Witten, J. Wiley & Sons, Inc. New York 1962.
- [2] TONNELAT M. A. „*Les vérifications expérimentales de la relativité générale*“, Paris, Mason et Cie, 1964.
- [3] GINZBURG V. L. v sborníku „*Relativistic Theories of Gravitation*“. (Proceedings of a conference in Warsaw 1962), Pergamon Press 1964.
- [4] DICKE R. v sborníku „*Relativity, Groups and Topology*“ ed. B. a C. De Witt, New York 1964.
- [5] DICKE R. v sborníku „*Gravitation and Relativity*“, ed. Hong-Yee Chin, Ho W. F. Hoffman, W. A. Benjamin Inc. New York 1964 (též ruský překlad Moskva 1965).
- [6] HORSKÝ J., Pokroky MFA, 11, 351, (1966).
- [7] ROLL P. G., KROTKOV R., DICKE R. H. Ann. Phys. (N. Y.) 26, 442 (1964).
- [8] PAULI W. „*Theory of Relativity*“, Pergamon Press, London 1958.
- [9] SHAPIRO J. J. Phys. Rev. Letters 13, 789, (1964).
- [10] PIRANI F. A. E. Acta Phys. Polonica, 15, 389, (1956).
- [11] SCHIFF L. J. v [3].
- [12] PIRANI F. A. E. v [1].
- [13] WEBER J. „*General Relativity and Gravitational Waves*“, New York—London 1961.
- [14] BURCEV P., Pokroky MFA 11, 364, (1966).
- [15] WHITROW G. J., MORDUCH G. E., Nature, 188, 790, (1960).

SOUČASNÝ POHLED NA IONOSFÉRU A JEJÍ VÝZKUM

LUDMILA TRÁSKOVÁ, Praha

ÚVOD

Jako *ionosféra* se obvykle označuje oblast zemské atmosféry, která obsahuje volné ionty a elektrony v takovém množství, že mohou ovlivnit šíření rádiových vln. Spodní hranice této oblasti leží ve výšce kolem 60 km, horní hranice není přesně určena, orientačně lze za ni považovat výšku 1000 km nad zemí. Dříve se za ionosféru považovala celá ionizovaná oblast zemské atmosféry až k rozhraní s meziplanetárním

plynem, nyní se vrchní část zemské atmosféry, ve které lze uvažovat zamrzlé magnetické pole, označuje jako magnetosféra a horní oblast ionosféry se považuje za její součást. Rozhraní magnetosféry s meziplanetárním plynem není pevné, závisí na vzájemném působení zemského magnetického pole a slunečního větru (proud nabitých částic trvale vyzařovaných Sluncem). Přibližně lze předpokládat ve vzdálenosti 10 poloměrů zemských od povrchu Země směrem k Slunci a mnohem dál v opačném směru, neboť tzv. magnetická dutina, tj. prostor, v němž převládá magnetické pole Země nad magnetickým polem meziplanetárního prostoru, je vlivem slunečního větru silně protažena, a vnější magnetické pole Země se ve větší vzdálenosti od zemského povrchu značně odchyluje od tvaru pole dipólového.

Existenci ionosféry jako elektricky vodivé oblasti, která by mohla vysvětlit pozorované denní geomagnetické variace, předpověděl již v roce 1883 Balfour STEWARD. Na začátku našeho století, když MARCONI uskutečnil rádiové spojení přes Atlantik, předpokládali přítomnost vodivé vrstvy ve vysoké atmosféře nezávisle na sobě KENNELLY a HEAVISIDE. Heaviside také předpověděl, že tato vrstva vzniká ionizací horních vrstev atmosféry ultrafialovým zářením. Termín „ionosféra“ zavedl Watson WATT.

Více než dvacet let po teoretické předpovědi existence ionosféry, provedl APPLETON její přímá pozorování za použití neklíčované nosné vlny. Rozpoznal existenci více ionizovaných oblastí a zavedl označení vrstvy E a F. Existence vrstvy D byla potvrzena až později. V roce 1926 dokončili BREIT a TUVE vývoj tzv. protáček ionosférické aparatury, tj. zařízení pro vertikální impulsovou sondáž ionosféry, což znamenalo rozhodující přínos pro ionosférický výzkum.

Od této doby je ionosféra předmětem zkoumání jak z hlediska fyzikálního, tak z hlediska komunikačního. Mnoho jevů z oblasti šíření elektromagnetických vln, známých pracovníkům spojů i posluchačům rozhlasu, je spojeno s komplikovanými fyzikálními procesy v ionosféře. Požadavky praxe na poznání této oblasti urychlily značně studium vysoké atmosféry; výzkum ionosféry nelze oddělit od výzkumu šíření rádiových vln.

ZÁKLADNÍ POZNATKY O IONOSFÉŘE

Nejprve se zmíníme o vlastnostech tzv. klidné ionosféry, tj. neporušené mimořádnými jevy sluneční aktivity.

Hlavním činitelem, který ovlivňuje stav ionosféry, je sluneční záření všech vlnových rozsahů. Vlastnosti ionizovaných oblastí jsou těsně spojeny jak s hustotou atmosféry, která klesá směrem vzhůru, tak s intenzitou slunečního záření, která ubývá směrem dolů. Procento ionizované složky vzrůstá se vzrůstající výškou, absolutní koncentrace nabitých částic má vrstevnatou strukturu spojenou s různými procesy ionizace a rekombinace v různých výškách. Tato struktura dovoluje rozdělení ionosféry do výškových oblastí označených jako oblast D, E, F. Oblast F se v létě v denních hodinách štěpí na dvě oblasti F1 a F2.

Jak potvrdila raketová měření, křivka elektronové hustoty v závislosti na výšce je spojitá, vrstvy obvykle nejsou charakterizovány špičkami elektronové koncentrace, nýbrž jejím malým gradientem. Výjimkou je tzv. mimořádná neboli sporadická vrstva E (označovaná Es). Vyskytuje se nepravidelně ve výšce kolem 100 km a vyznačuje se ostrým vzestupem elektronové koncentrace ve velmi malém výškovém rozsahu.

Každá z oblastí je charakterizována svým kritickým kmitočtem, který je dán elektronovou koncentrací vrstvy. Elektromagnetické vlny s kmitočtem vyšším, než je kmitočet kritický, oblastí při kolmém dopadu procházejí, kdežto vlny s kmitočtem nižším se odrážejí.

Oblast D leží přibližně mezi 60 a 95 km. Denní elektronová hustota se pohybuje mezi 10 el/cm^3 v 60 km a 10^3 — 10^4 el/cm^3 v 90 km, v noci ionizace prudce klesá. Kritický kmitočet této oblasti je tedy velmi nízký, což ztěžuje vertikální sondáž, neboť pro rozsah kmitočtů, které se od oblasti D odrážejí, je při interpretaci výsledků již nutno respektovat vlnovou teorii šíření. Většinou však leží kritický kmitočet D oblasti pod nejnižším pracovním kmitočtem protáčecích aparatur, který bývá kolem 1 MHz. Údaje získané rádiovými metodami plynou většinou z měření absorpce v této oblasti, a to jak absorpce signálů vyslaných ze země a odražených od vyšších vrstev, tak signálů, jejichž zdroje leží mimo Zemi a které ionosférou procházejí (rádiový galaktický šum). Část informací plyne také z částečného odrazu vln na kmitočtech vyšších, než je kritický, a z pokusů využívajících nelineárních jevů v plazmatu, např. křížové modulace.

V posledních letech je jasné, že procesy ve vrstvě D jsou spojeny s charakteristikami neutrálního plynu, a je tedy nutné přistupovat k problémům spojeným s fyzikou vrstvy D a s šířením elektromagnetických vln v ní i z hlediska meteorologie této oblasti. Podstatný je vztah mezi srážkovou frekvencí volných elektronů s neutrálními částicemi a mezi atmosférickým tlakem. Z teoretických i experimentálně získaných výsledků plyne, že srážková frekvence má sezónní variace spojené se změnou hustoty. Ve výšce 84 km se hustota atmosféry během roku nemění, pod touto hladinou má výrazný roční chod s maximem v létě, nad úrovní 84 km mají roční změny hustoty maximum v zimě.

Ionizace v této oblasti se připisuje v horní části mezi 85 a 95 km působení Roentgenova záření, mezi 70 a 85 km se předpokládá vznik ionizace z NO vlivem záření Lyman- α ze Slunce. Koncentrace molekul NO dosud změřena nebyla, mechanismus je však pokládán za pravděpodobný, neboť mu neodporuje žádný z dosud známých experimentálních výsledků. Nejnižší část oblasti D je ionizována primárním kosmickým zářením.

Neobjasněným problémem zůstává např. úloha negativních iontů a jejich chemické složení v dolní části oblasti D.

Oblast mezi 95 a 140 km nad zemí je označována jako *oblast E*. Její elektronová hustota se ve dne v uvedeném výškovém rozsahu mění od $8 \cdot 10^4 \text{ el/cm}^3$ do $2 \cdot 10^5 \text{ el/cm}^3$, noční elektronová hustota není s jistotou určena, protože kritický kmitočet oblasti E leží v noci pod mezním kmitočtem běžných protáčecích aparatur.

Z dlouhodobých měření byla orientačně určena noční hustota ionizace 10^3 el/cm^3 až $3 \cdot 10^3 \text{ el/cm}^3$.

Ve vrstvě E dochází ke kvalitativní změně pohybu nabitých částic. Do výšek 110 až 120 km převládají meteorologické vlivy, pohyb iontů souhlasí více méně s pohybem neutrálního plynu. Výše začínají pohyb ovlivňovat hydromagnetické síly, jejichž vliv se směrem vzhůru zvětšuje a nad 150 až 200 km již zcela převažuje.

Hydrodynamické turbulence obvyklého typu se vyskytují do výšek 100 až 110 km, výše nebyly zjištěny.

Lze mít za prokázané, že vznik oblasti E je spojen s vlivem Roentgenova záření ze Slunce v rozsahu vlnových délek 7—60 Å.

Ve výškách kolem 100 km se vyskytuje tzv. *sporadická vrstva E*. Je charakterizována zvýšenou ionizací v rozmezí jen několika km a často oblakovitou strukturou. Vyskytuje se nepravidelně, častěji v létě než v zimě a pravděpodobněji ráno a v podvečer než v jinou denní dobu. Příčiny jejího vzniku ve středních zeměpisných šířkách nejsou dosud plně objasněny. Jedním z vysvětlení může např. být vertikální transport nabitých částic za spolupůsobení meteorické hmoty. Vzhledem ke své vysoké elektronové hustotě umožňuje ionosférický odraz velmi krátkých vln a tím i jejich šíření na mimořádně velké vzdálenosti.

Otevřenou otázkou týkající se oblasti E je souvislost mezi skutečným větrem (pohyb neutrálního plynu) a driftem (pohyb ionizované složky) a vliv kovových iontů meteorického původu.

Oblast F, jejíž existence umožňuje dálkové spojení na krátkých vlnách, zaujímá výškový rozsah od 140 asi do 600 km. V létě v denních hodinách se projevuje jako dvě oblasti označované F1 a F2, v noci a v zimě většinou po celý den se vyskytuje jediná oblast F. Maximum ionizace oblasti F1, 10^5 až $4 \cdot 10^5 \text{ el/cm}^3$, bývá ve výšce kolem 180 km. Výraznost této oblasti závisí na roční době a na pokročilosti slunečního cyklu. V létě při slunečním minimu je vyjádřena nejvýrazněji, v zimě při slunečním maximu nejslaběji. Oblast F2 se během dne značně mění, její stav závisí na roční době i na slunečním cyklu. Maximum ionizace oblasti F2, $2 \cdot 10^5$ až $2 \cdot 10^6 \text{ el/cm}^3$, se vyskytuje ve výškách mezi přibližně 240 a 500 km. Elektronová hustota v těchto výškách v noci prudce klesá. Noční oblast F zaujímá obvykle výšku 200 až 230 km.

Vznik oblasti F je podmíněn slunečním zářením ve vlnovém rozsahu 100 až 3000 Å, tj. mezi krátkým ultrafialovým a měkkým Roentgenovým zářením. Oblast F1 je ovlivněna především zářením ultrafialovým.

Příčina rozštěpení oblasti F v denních hodinách není dosud plně objasněna. Jedna z teorií předpokládá, že k rozdělení vede změna činitele rekombinace, jehož hodnota klesá s přibývající výškou. Jiným vysvětlením je difúze elektronů neutrální atmosférou. Rychlost difúze je nepřímo úměrná hustotě atmosféry, roste tedy s rostoucí výškou.

Chování a vlastnosti vrstvy F jsou zkoumány téměř na všech ionosférických observatořích a pro radiokomunikační účely se připravují krátkodobé i dlouhodobé

předpovědi jejích vlastností vyjádřené jako doporučené nebo použitelné kmitočty pro spolehlivá spojení na dálkových komunikačních trasách.

Ukazuje se, že mnoho jevů, které jsou z hlediska pozorování na jednom místě považovány za anomální, se projeví jako úkazy pravidelné, pozoruje-li se oblast F jako celek. Proto je také morfologie této oblasti jedním z hlavních současných výzkumných problémů.

Od maxima oblasti F2 směrem vzhůru ubývá ionizace nejprve podle exponenciálního zákona a určujícím procesem je ambipolární difúze. Značný vliv má i teplota jednotlivých složek atmosféry (neutrální složky iontů a elektronů). Teplota elektronů je v uvažovaných výškách vždy vyšší než teplota neutrální složky, teplota iontů je v nižší části vnější ionosféry shodná s teplotou neutrální složky, avšak s rostoucí výškou se zvyšuje a přibližuje se teplotě elektronů.

Ve vnější ionosféře jsou střední volné dráhy částic již značně dlouhé, a protože jsou únikové energie lehkých iontů velmi malé, uplatňuje se při vyšších teplotách i difúze podél magnetických siločar do značně vzdálených oblastí. Tímto mechanismem je porušován zákon exponenciálního poklesu a elektronová koncentrace od výšek asi 2000 km klesá nepřímo úměrně třetí mocnině vzdálenosti od středu Země, tj. stejně jako intenzita magnetického pole.

Až potud se popis vlastností ionosféry omezil na ionosféru klidnou, tj. neporušenou mimořádnými jevy sluneční aktivity. Souběžně s jedenáctiletým cyklem sluneční činnosti probíhá jedenáctiletý cyklus změn ionosférických parametrů, který se projevuje především ve změně kritických kmitočtů vrstvy F2. Tyto změny lze považovat do jisté míry za pravidelné, třebaže průběhy jednotlivých cyklů se vzájemně liší.

V období zvýšené sluneční aktivity dochází často ke slunečním erupcím, které mají přímý vliv na stav ionosféry. Bezprostředně působí krátkovlnné ultrafialové a Roentgenovo záření a velmi rychlé, tzv. relativistické částice. Tato záření jsou velmi pronikavá, ionizují mimořádně intenzivně dolní ionosféru a způsobují především zvýšení elektronové hustoty ve vrstvě D. To má za následek jednak zvýšenou absorpci rádiových vln odrážených vyššími vrstvami ionosféry, jednak pokles hladiny s danou elektronovou koncentrací a tím změnu charakteristických rozměrů vlnovodu země — ionosféra pro elektromagnetické vlny z dlouhovlnného rozsahu.

Zvýšení absorpce je příčinou dočasného vymizení krátkovlnných signálů, tzv. Dellingerova efektu známého ze spojové praxe. Pokles ionizačních hladin způsobuje fázovou změnu prostorové složky dlouhovlnného signálu a jde-li o velmi dlouhé vlny podle typu vlnovodného šíření pokles nebo vzestup celkové intenzity pole. Oba tyto jevy trvají několik minut až několik hodin.

Korpuskulární záření, tj. proudy korpuskulí vyzářených během sluneční erupce, může za určitých podmínek také zasáhnout Zemi, a to se zpožděním 15 až 50 hodin podle rychlosti částic. Jde o proudy nabitých částic, jejichž pohyb je silně ovlivňován zemským magnetickým polem. V polárních oblastech pronikají tyto částice podle magnetických siločar do nízkých vrstev atmosféry, kde vyvolávají jevy spojené s výskytem polárních září. Zvýšení iontového obsahu ve výškách 50 km nad zemí a vyš-

ších má za následek útlum rádiových vln nad polárními oblastmi, obdobný Dellingerovu jevu známému ze středních zeměpisných šířek.

V nízkých a středních šířkách ovlivňuje korpuskulární záření hlavně oblast F a vyvolává tzv. ionosférické bouře, které se projevují prudkým kolísáním kritických kmitočtů. Poruchy tohoto druhu trvají několik hodin až několik dní.

Poruchy obou typů se projevují v různých vlnových rozsazích, při různých registračních metodách a v různých zeměpisných šířkách různě a byly pro ně podle těchto hledisek zavedeny různé názvy, odvozené ze způsobu, jakým se porucha projeví, např. *SCNA* — náhlá absorpce kosmického šumu, *PCA* — absorpce v polárních oblastech, *SSWF* — náhlý pokles intenzity pole na krátkých vlnách, *SEA* — náhlé zvýšení hladiny atmosférických poruch na velmi dlouhých vlnách, *SFA* — náhlá anomálie pole apod. Všechny poruchy, které se projevují bezprostředně po sluneční erupci, jsou kromě toho zahrnuty pod společné označení *SID* — náhlá ionosférická porucha. Jsou pravidelně sledovány na mnoha ionosférických observatořích.

METODY IONOSFÉRICKÉHO VÝZKUMU

Na rozdíl od počátečního období ionosférického výzkumu, kdy šlo především o shromáždění fenomenologického materiálu, obrací se v posledních deseti letech pozornost převážně k vysvětlení fyzikální podstaty jevů, k objasnění mikroprocesů probíhajících ve zkoumaných oblastech a jejich vzájemných souvislostí. Zájem je soustředěn na výškový profil elektronové koncentrace a na zákonitosti jeho krátkodobých i dlouhodobých změn, na chemické složení jednotlivých oblastí a na zákonitosti pohybu neutrální a ionizované složky horní atmosféry. Současná situace ve studiu ionosféry je charakterizována použitím klasických rádiových metod i metod vyvíjených souběžně s rozvojem kosmonautiky.

Z klasických metod má nejdelší tradici *vertikální sondáž*, která se nyní koná jako pravidelné měření na většině ionosférických observatoří ve světě. Zaznamenávají se základní ionosférické parametry, výšky ionizovaných vrstev a jejich kritické kmitočty a naměřené údaje se uveřejňují ve formě tabulek nebo grafů.

Při sondáži jsou vertikálně vysílány rádiové impulsy, jejichž nosný kmitočet se mění obvykle mezi 1 a 20 MHz a měří se čas, který uplyne mezi vysláním a příjmem impulsu. Doba mezi vysláním a přijatým impulsem se mění s kmitočtem a reprezentuje čas potřebný k šíření elektromagnetické vlny na dráze zem - bod odrazu - zem včetně zpoždění uvnitř vrstvy. Výsledný záznam — ionogram — dává závislost tzv. efektivní výšky odrazu h' na kmitočtu. Rozdíl mezi efektivní a skutečnou výškou odrazu je způsoben velmi malou skupinovou rychlostí elektromagnetické vlny v blízkosti bodu odrazu. Z ionogramu je možné odvodit značně složitým postupem závislost elektronové koncentrace N na skutečné výšce odrazu h . Získáváme tak informace o stavu ionosféry mezi přibližně 100 km a maximem vrstvy F. Kritický

kmítočet vrstvy D leží pod mezním kmítočtem většiny ionosférických aparatur, oblast nad maximem elektronové hustoty oblasti F je odstíněna. Vertikální sondáž je až dosud jednou ze základních metod ionosférického výzkumu a poznatky získané touto cestou jsou základním materiálem pro zkoumání fyzikálních poměrů v ionosféře i pro určování parametrů pro spolehlivá rádiová spojení na velké vzdálenosti.

V posledních patnácti letech se údaje ionosférické sondáže doplňují poznatky získanými jiným způsobem. Jednou z možností zkoumání nízké ionosféry je metoda založená na využití *křížové modulace*. První měření tohoto druhu provedl v r. 1955 FEJER. Vysílají se vertikálně rádiové impulsy dvou různých kmítočtů. Energie prvního pulsu (*A*) zvýší krátkodobě elektronovou teplotu v absorbující oblasti, takže druhý puls (*B*) je tlumen silněji. Vyslání pulsů je načasováno tak, aby puls *A* procházel zkoumanou vrstvou směrem vzhůru v okamžiku, kdy se puls *B* vrací toutéž vrstvou po odrazu ve větších výškách. Změnou intervalu mezi pulsy je možno vybrat výšku oblasti, v níž dochází ke křížové modulaci. Srovnává se intenzita pulsu *B* po odrazu za přítomnosti pulsu *A* a bez ní (pulsy *B* mají dvojnásobnou opakovací frekvenci, nebo jsou pulsy *A* pravidelně vždy na určitou dobu vypínány). Z výsledků byly odvozeny změny elektronové koncentrace ve vrstvě D. Tato metoda je značně komplikovaná, hlavně pokud jde o interpretaci výsledků, a proto se nepoužívá pro běžná staniční měření.

Informace o stavu nízké ionosféry lze získat také z měření *riometrem* (Relative Ionospheric Opacity Meter), což se označuje jako *metoda A2*. Přijímá se kosmický rádiový šum na některém z kmítočtů mezi 15 a 30 MHz, které jsou ionosférou částečně pohlcovány. Jestliže předpokládáme, že je kosmický šum konstantní, dává nám přijatý výkon kosmického šumu na daném kmítočtu informaci o ionosférické absorpci, která závisí na elektronové hustotě ve vrstvě D. První měření tohoto typu provedli MITRA a SHAIN v r. 1953, metodu podrobně opracovali LITTLE a LEINBACH v r. 1959. Od té doby se toto měření zařadilo mezi standardní měření na mnoha stanicích.

Základem měřicího zařízení je přijímač, jehož vstup je přepínán několikrát za vteřinu mezi anténou a šumovou diodou. Registruje se proud šumovou diodou, který je regulován tak, aby šum diody a šum na anténě byly stejné. Proud šumovou diodou, který je úměrný šumovému výkonu diody, je pak úměrný i výkonu přijatého kosmického šumu. Tato metoda je vhodná pro místa, kde se vyskytuje velmi silná absorpce ve vrstvě D a hodí se především pro výzkum v polárních oblastech. V polárních oblastech se osvědčuje také *impulsová sondáž* (tzv. aurorální backscatter). Impulsy na kmítočtech obvykle 30 až 60 MHz se vysílají ve směru kolmém na směr magnetických siločar, které jsou v blízkosti pólů téměř vertikální. Protože se, jak známo, nabitě částice shlukují v útvary protažené ve směru magnetických siločar, vznikají při jejich zvýšené hustotě podmínky pro odraz, respektive rozptyl elektromagnetických vln na těchto útvarech. Na principu radarových měření se určuje prostorové i časové rozdělení oblastí se zvýšenou ionizací. Výskyt těchto oblastí souvisí s porušenými podmínkami v ionosféře.

Určování ionosférické absorpce z poměru intenzit opakovaných odrazů téhož pulsu při vertikální sondáži se označuje jako metoda A1. Jejím principem je vertikální sondáž na pevném kmitočtu a porovnání intenzity signálu po prvním a druhém odrazu od ionosféry. Tím se určí ztráta energie při průchodu ionosférou a vyloučí se vliv aparatury.

Značně rozšířenou metodou určování absorpce je tzv. *metoda A3* využívající šikmého odrazu elektromagnetických vln. Je vysílána trvalá nosná vlna a měří se intenzita pole její prostorové složky po jednoduchém odrazu od ionosféry. Při měření na krátkých vlnách se získané hodnoty porovnají s nočními hodnotami, tj. s intenzitou pole v době, kdy lze absorpci považovat za prakticky nulovou. Při dlouhovlnných měřeních se porovnává intenzita pole povrchové a prostorové vlny. V tomto případě je však obtížné určit absolutní hodnotu absorpce.

Pohyb ionosférických nehomogenit, respektive pohyb nehomogenní struktury ionosféry, lze určit z měření tzv. driftu, tj. z měření pohybu ionizované složky atmosféry. Radiové vlny odražené od ionosféry se přijímají ve třech bodech vzdálených od sebe řádově o polovinu vlnové délky. Průběh intenzity signálu na všech stanicích je podobný, maxima a minima vyvolaná nepravidelnostmi odrážející hladiny jsou proti sobě časově posunuta. Za předpokladu, že nehomogenní útvary zůstávají dostatečně dlouho neměnné, lze z těchto časových posunutí určit vektor rychlosti pohybu nehomogenní struktury ionosféry ve výšce odrazu rádiových vln.

Informace o elektronové hustotě ve vnější ionosféře, tj. v oblasti nad maximem vrstvy F2, lze získat metodou tzv. *nekoherentního rozptylu*. Využívá se jevu, že elektromagnetická vlna s kmitočtem vyšším než kritický je rozptylována jednotlivými nabitými částicemi. Velikost rozptýlené energie je dána elektronovou (iontovou) hustotou. Jestliže je vysílána vlna monochromatická, je šířka pásma přijatého signálu dána teplotou částic v rozptylující oblasti za předpokladu, že vliv srážek je malý. Pro tato měření je zapotřebí velmi vysokých vysílacích výkonů, neboť rozptylem se vrací jen nepatrná část energie. Rádiové impulsy vysokých kmitočtů (např. 400 MHz) se vysílají vertikálně, přijímač je otevírán vždy na určitou dobu a okamžikem otevření je dána výška oblasti, jejíž vlastnosti vyšetřujeme. Ve světě pracuje prozatím jen šest stanic tohoto druhu. Byly získány údaje o oblasti nad maximem ionizace vrstvy F. BOWLES, který je zakladatelem této metody, získal údaje o elektronové hustotě do výšek několika tisíc km.

Elektronovou hustotu ve vzdálenosti několika zemských poloměrů lze zjistit z vlastností tzv. *hvizdů*, tj. jevů v oblasti elektroakustických kmitočtů spojených s bouřkovými výboji. Část energie vyzářené z blesku ve formě krátkého impulsu s širokým frekvenčním spektrem může za určitých podmínek proniknout ionosférou a šířit se podle siločáry zemského magnetického pole až do oblasti konjugovaného bodu. Protože při tomto způsobu šíření je rychlost šíření vlny již silně závislá na kmitočtu, jsou v konjugovaném bodě zachyceny kmitočty obsažené ve spektru postupně od vyšších k nižším. Příjem těchto signálů a jejich frekvenční analýza umožňuje stanovit jejich disperzi a z ní pak určit parametry prostředí, kterým se hvizdy šíří,

především elektronovou hustotu ve vrcholu dráhy. Ucelené vysvětlení vzniku a šíření hvízdů podal jako první STOREY v r. 1953.

Všechny shora popsané metody používají k výzkumu ionosféry klasických radio-technických prostředků. S rozvojem raketové techniky a kosmonautiky vznikají další metody výzkumu horní atmosféry. Jsou to jednak přímá měření vlastností prostředí, ve kterém se raketa nebo družice pohybuje, jednak nepřímá určování parametrů prostředí na základě vlastností elektromagnetických vln, které se tímto prostředím šíří. První způsob je komplikován tím, že přítomností měřícího tělesa jsou již porušeny normální klidové poměry ve zkoumaném prostředí. Patří sem např. Langmuirova sonda pro měření elektronové hustoty a teploty, počítač srážek s mikrometeority, hmotový spektroskop, vysokofrekvenční sondy pro měření elektronové koncentrace, detektory záření apod.

Mnohé nepřímé metody se opírají o vlastnosti elektromagnetických vln vysílaných pohybujícím se zdrojem. Je to především *Dopplerův efekt*. Při příjmu elektromagnetické vlny vyzařované pohybujícím se zdrojem dochází k posunu kmitočtu, který je závislý na fázové rychlosti vlny v místě zářiče a na složce rychlosti zářiče ve směru paprsku mezi zdrojem a pozorovatelem. Je tedy posun kmitočtu určen jednak indexem lomu v okolí družice, jednak vlastnostmi prostředí mezi zdrojem a místem příjmu. Poprvé byl Dopplerův jev využit pro ionosférické měření při raketovém výzkumu. Teorii pro určení elektronové koncentrace v okolí rakety publikoval v r. 1953 SEDDON a v r. 1958 GRINGAUZ. Již tehdy byly potíže spojené s požadavkem vysoké kmitočtové stability vysílače odstraněny použitím dvou harmonicky vázaných kmitočtů. Užívá se základní vlna na kmitočtu 10 až 60 MHz, která je ionosférou silně ovlivňována, a vlna s několikanásobně vyšším kmitočtem, na kterou již ionosférické plazma nepůsobí a která zastupuje srovnávací „optický“ Dopplerův jev. Rozdíl průběhů Dopplerova posuvu na obou kmitočtech závisí na elektronové koncentraci v okolí družice i na celkovém obsahu elektronů ve sloupci až do výše rakety. Tohoto principu se používá i při měření na signálech umělých družic země, interpretace výsledků je však značně složitější než v případě raket.

Jiná metoda využívá *Faradayův efekt*. V anizotropním prostředí se lineárně polarizovaná vlna štěpí na dvě složky — řádnou a mimořádnou. Protože index lomu je pro tyto složky různý a také dráhy paprsku se liší, pozorujeme v místě příjmu stáčení polarizační roviny, které je úměrné rozdílu optických drah. Kromě toho se vlivem různého útlumu obou složek mění lineární polarizace na eliptickou. Také zde je rychlost rotace polarizační roviny závislá na elektronové hustotě v místě družice i na celkovém obsahu elektronů ve sloupci od pozorovatele k družici. Hodnoty jsou modifikovány složkou magnetického pole ve směru šíření.

Ze současného měření Dopplerova a Faradayova jevu lze určit jak elektronovou hustotu v místě družice, tak celkový obsah elektronů ve sloupci.

Kombinací klasických metod s možnostmi kosmonautiky je impulsová *vertikální sondáž shora*, tzv. topside sounding. Ionosférická protáčeká aparatura je umístěna na družici, pracuje na stejném principu jako protáčeká aparatura na zemi a její údaje

jsou telemetricky předávány. Získávají se tak údaje o stavu ionosféry mezi výškou dráhy družice a maximem ionizace oblasti F. Experimentálně byly takto zjištěny i různé rezonanční jevy dané vlastnostmi plazmatu v okolí družice. Poprvé byla sondáž shora uskutečněna na kanadské družici Alouette I v roce 1962.

Vznik nových měřicích metod je podmíněn zdokonalováním a podrobnějším propracováváním různých pracovních hypotéz. Použití některých složitých měřicích postupů je umožněno jak rozvojem přístrojové techniky, tak pokrokem v řešení teoretických i praktických otázek výpočetní techniky.

Je třeba ještě podotknout, že při ionosférickém výzkumu záleží nejen na tom, co je předmětem zkoumání, ale i na zeměpisné poloze místa, kde se měření koná. K pochopení různých procesů v ionosféře je třeba posuzovat ji jako celek a z tohoto hlediska je mimořádně důležitá výměna údajů naměřených na stanicích s různou zeměpisnou polohou.

IONOSFÉRICKÝ VÝZKUM V ČESKOSLOVENSKU

Ionosférický výzkum v Československu je soustředěn téměř výhradně v Československé akademii věd. Hlavním pracovištěm je ionosférické oddělení Geofyzikálního ústavu ČSAV, na některých dalších pracovištích se sledují otázky spojené s jinými studijními obory. V Astronomickém ústavu ČSAV se provádějí měření ionosférické absorpce a úrovně atmosférického šumu z hlediska fyziky vztahů Slunce—Země; hlavní zájem je soustředěn na souvislost mezi sluneční aktivitou a náhlými ionosférickými poruchami. V Geomagnetickém observatořiu Geofyzikálního ústavu SAV byla studována souvislost mezi slunečními erupcemi, náhlými ionosférickými poruchami a geomagnetickými variacemi. Ve Výzkumném ústavu spojů jsou vyšetřovány mimořádné podmínky šíření VKV a z uskutečněných registrací plynou informace o výskytu mimořádné vrstvy E v jednotlivých směrech.

Hlavním problémem vyšetřovaným v Geofyzikálním ústavu ČSAV je stanovení výškového profilu elektronové koncentrace a jeho variací. Dílčí výzkumné práce jsou také zaměřeny k tomuto cíli. Z metod, které byly popsány v předešlé kapitole, se dlouhodobě provádí vertikální impulsní sondáž, měření ionosférické absorpce metodou A2 a A3, výzkum hvizdů a měření na signálech umělých družic Země využívající Dopplerova a Faradayova jevu. Kromě toho se trvale sledují náhlé ionosférické poruchy, a to několika různými způsoby. Krátkodobá měření jsou zaměřena k objasnění některých speciálních otázek, jako je např. mikrostruktura vrstvy F a její vliv na scintilace rádiových signálů umělých družic země apod.

Většina měření se provádí na ionosférické observatoři Panská Ves ($50^{\circ}32' \text{ N}$, $14^{\circ}34' \text{ E}$). Zařízení pro příjem a registraci noční intenzity pole prostorové vlny na 272 kHz (metoda A3) a ionosférická protáčeká aparatura jsou umístěny na observatoři v Průhonicích ($49^{\circ}59' \text{ N}$, $14^{\circ}33' \text{ E}$). Riometr směřovaný na polárku pracuje na kmitočtu 26,7 MHz; absorpce je určována metodou A3 ještě z denní intenzity pole prostorové

vlny na 2,6 a 2,7 MHz. Aparatura pro měření Dopplerova a Faradayova jevu na signálech vysílaných rádiovými majáky umístěnými na umělých družicích Země je schopna zpracovat signály mezi 20 a 360 MHz. Oba jevy jsou měřeny velmi přesně, např. diferenciální Dopplerův jev lze určit s přesností vyšší než 0,1 Hz s časovým rozlišením řádově 10 ms. Materiály získané touto aparaturou slouží také jako podklad pro studium scintilací, které vznikají jako důsledek mikrostruktury ve vrstvě F. Podle mezinárodního programu se pravidelné registrace hvizdů uskutečňují vždy mezi 50. a 52. minutou každé hodiny, z analýzy záznamů se především určuje disperze hvizdů.

Náhlé ionosférické poruchy se sledují na úrovni atmosférického šumu na 27 kHz (*SEA*), na intenzitě pole krátkovlnných vysílačů na 2,6 a 2,8 MHz (*SSWF*), na intenzitě pole v rozhlasovém pásmu dlouhých vln na 155 a 164 kHz (*SFA*) a na intenzitě kosmického šumu na 26,7 MHz (*SCNA*).

Základní informace o okamžité ionosférické situaci dávají měření protáček aparaturou, která zaznamenává stav ionosféry každých 15 min. Statisticky zpracované údaje získané vertikální sondáží a dalšími metodami jsou publikovány ve formě měsíčních bulletinů. Ze základních ionosférických dat a z údajů o sluneční aktivitě jsou pro účely spojové techniky vypracovávány předpovědi nejvyšších a nejnižších použitelných kmitočtů vždy pro každý nadcházející měsíc a jsou publikovány ve formě křivek.

V oboru ionosférického výzkumu probíhá aktivní mezinárodní spolupráce s Německou demokratickou republikou, s Bulharskem a se Sovětským svazem. Ionosférické bulletiny si Československo vyměňuje s 50 zahraničními výzkumnými pracovišti.

ZÁVĚR

Článek stručně shrnuje současný stav poznatků o ionosféře. Jeho cílem je podat orientační přehled o stavu výzkumu a znalostí v tomto oboru a upozornit na některé posud nevyřešené problémy. Během poslední doby ionosférický výzkum značně pokročil. S rozvojem raketové a družicové techniky vznikají stále nové experimentální metody, a tím i možnosti řešit nové výzkumné problémy. Proto se z měřících způsobů popisují jen ty, které lze považovat za základní. Na různých observatořích mají uvedené měřící metody různé modifikace. Měření podle mezinárodních měřících programů se samozřejmě provádějí jednotnými metodami a podle možností i stejnými aparaturami nebo alespoň aparaturami se stejnými základními parametry.

Popis vlastností ionosféry v klidném i porušeném stavu podává pouze základní informaci, údaje o výškách a hustotách ionizace představují reprezentační hodnoty, které mohou mít v jednotlivých případech značný rozptyl. Popis jevů svým způsobem mimořádných jako např. rozmazání odrazu od vrstvy F na ionogramech (tzv. spread F) nebo putující ionosférické poruchy apod. byl vypuštěn, neboť by překročil rámeček této práce.

V textu nejsou uvedeny odkazy na speciální články týkající se jednotlivých otázek, neboť bibliografie tohoto druhu třeba jen zcela povrchní by byla příliš rozsáhlá. V seznamu literatury jsou uvedeny práce přehledové, které obsahují odkazy na speciální články, a kromě toho jsou u jednotlivých měřicích metod uvedeni autoři, v jejichž pracích lze nalézt všechny podrobnosti. Některé poznatky týkající se současného stavu výzkumu ionosféry byly čerpány z materiálů XVI. valného shromáždění URSI (Mezinárodní organizace pro vědeckou radiotechniku) z r. 1966.

Literatura

Geophysique exterieure — Geophysics the Earth's Environment (redaktoři C. DEWITT, J. HIEBLOT, A. LEBEAU). Gordon and Breach, Science Publishers, 1963.

Physics of the Upper Atmosphere (redaktor J. A. RATCLIFFE). Academic Press 1960, ruský překlad Moskva 1963.

Physics of the Earth's Upper Atmosphere (redaktoři C. O. HINES, I. PAGHIS, T. R. HARTZ, J. A. FEJER). Prentice Hall Inc. Englewood Cliffs, 1965.

JA. L. AL'PERT: *Rasprstraneniye radiovolu i ionosfera*. Izdat. A. N. SSSR, Moskva, 1960.

J. M. KELSO: *Radio Ray Propagation in the Ionosphere*. McGraw-Hill Book Comp., 1964.

KE VZNIKU ERLANGENSKÉHO PROGRAMU*)

HANS WUSSING, Lipsko

Téměř celé století uplynulo od doby, kdy se Felix KLEIN (1849—1925) při vstupu na universitu v Erlangen v roce 1872 představil svým kolegům přednáškou „*Srovnávací úvahy o novějších geometrických výzkumech*“, která vstoupila do dějin matematiky pod názvem Erlangenský program. Přestože myšlenky v něm obsažené vycházejí z klasické matematiky a jsou ovšem obohaceny o později dosažené výsledky, zůstávají dodnes součástí živého základu moderní matematiky, i když se ukázalo, že se do rámce grupové klasifikace Erlangenského programu nedají zařadit všechny geometrie.

Devatenácté století bylo obdobím prudkého rozmachu geometrie nejen po stránce obsahové, ale i z hlediska jejího pojmového základu. V epoše průmyslové revoluce se jádrem matematického vzdělání, zvláště na evropských polytechnikách, stává deskriptivní geometrie. Vysoká praktická hodnota geometrie je v devatenáctém století pro její rozvoj půdou velmi úrodnou. V rozvoji geometrie od konce osmnáctého sto-

*) Výtah přednášky proslovené 17. února 1967 v Berlíně na IV. výročním vědeckém zasedání Matematické společnosti Německé demokratické republiky.