

ДӘРИСТІҢ ҚЫСҚАША МАЗМҰНЫ:

1 дәріс.

Тақырыбы: Жоғарғы атмосфера ұғымы, газдық құрамы

Мақсаты: Жоғарғы атмосфералық ауаның газдық құрамын және олардың әртүрлі қасиеттері бойынша бөлінуін үйрену және жетік білу.

20 ғасырда метеорология атмосфера туралы ғылым ретінде жаңа фазаға енді. Ол ең алдымен, авиацияның дамуымен; радиотолқын және радиобайланыс т.б салаларының дамуымен байланысты болды. Атмосфераның вертикалды ұзындығы 60-70 км. Атмосфераның жоғары шекарасы болмайды. Атмосфера жалпы салмағы шамамен $5,15 \cdot 10^{18}$ км

Атмосфера салмағының

50 % тропосфера, стратосфераның ~5 км

75 % тропосфера, стратосфераның ~10 км

90 % тропосфера, стратосфераның ~16 км

95 % тропосфера, стратосфераның ~20 км

99 % тропосфера, стратосфераның ~30-35 км

Вертикалды ұзындығы бойынша атмосфераны 4 принцип бойынша бөледі:

1. Термикалық қасиеті бойынша:

Тропосфера (температура төмендейді $\gamma = 0,65/100$ м, $h=10-12$ км)

стратосфера (температура жоғарылайды $\gamma < 0,2^\circ/100$ м, $\gamma=0$, $h=11-55$ км)

мезосфера (температура төмендейді $\gamma = 0,35/100$ м, $h=55-88-90$ км)

термосфера (температура жоғарылайды $h=88-500$ км)

2. Атмосфераның ауа құрамы бойынша 95 км дейін - азот, оттегі, аргон; 95 км жоғары азот, O_2 , O, He. Гетеросфера, гомосфера, озоносфера (20-55 км), ионосфера (50-60 км-ден 800-1000 км-ге дейін)

3. Төселме беткеймен әрекеттесу сипатымен және ұшқыш аппараттарға атмосфераның әсеріне байланысты: шекаралық қабат (1-1,5 км), еркін атмосфера

4. Тығыз қабат – атмосфера және жерге жақын космостық кеңістік, төменгі шекарасы 150 км жуық.

Сонымен қатар, атмосфера төменгі және жоғарғы қабаттарға бөлінеді. Төменгі – тропосферамен сәйкес келетін болса, жоғарғы атмосфераға тропосферадан басқа қабаттар кіреді. Жоғары қабаттардың өзі екіге бөлінеді: ортаңғы атмосфера (стратосфера мен мезосфера), жоғарғы қабат 90-100 км жоғары (термосфера және экзосфера). Сонымен, атмосфераның жоғары қабаты деп 10-15 км-ден 1000 км-ге дейін қабатты айтады.

Тексеру сұрақтары:

1. Жоғарғы атмосфера құрамындағы газдар биіктік бойынша қалай өзгереді?
2. Вертикалды ұзындығы бойынша атмосфера қандай принциптер бойынша бөлінеді?
3. Атмосфера термикалық қасиеттері бойынша қандай қабаттардан тұрады?
4. Шекаралық қабаттың биіктігі қандай?
5. Атмосфераның жоғары қабаты қандай биіктікте жатыр?

Ұсынылатын әдебиет:

1. Матвеев Л.Т. Физика атмосфер. - Л.: Гидрометеиздат, 2000. – 777 б.
2. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. – М.: Издательство МГУ. 1994 – 455 б.
3. Тверской А.Х Физика атмосфер. - Л.: Гидрометеиздат, 1962
4. Байшоланов С.С. Жалпы метеорология. - Алматы: Қазақуниверситеті, 20007 – 115 б

2 дәріс.

Тақырыбы: Атмосферадағы кіші қоспалар. Су буы

Мақсаты: Жоғарғы атмосфералық ауадағы кіші қоспаларды оқып үйрену. Су буының жоғарғы атмосферада алатын орнын, оның қасиеттерін және экстремалды мәндерінің мерзімдік жүрісін үйрену және жетік білу.

Су буы атмосферадағы озонмен әрекеттесіп, гидроксил радикалдардың көзі және ағыны болып стратосферада маңызды рөл атқарады. Су буының негізгі массасы стратосфераға төменгі қабаттардан келеді, яғни негізінен тропосферадағы тропопауза арқылы келеді. Сол себептен стратосфераға келетін су буының қоспасының қатынасы берілген температурада қаныққан су буынан артық болмайды. Қалған тропосфералық ауа конденсацияланады да жер бетіне жауын-шашын түрінде түседі. Сондықтан, тропосфералық тропопаузаны су буының «салқын торы» деп атайды. Әртүрлі есептеулер бойынша стратосфераға тропосфералық тропопауза арқылы 0,33-4,13 млрд т су түседі. Кейде су буы тропопаузадан 4 км жоғары конвективті бұлттардың төбесі арқылы келеді. Американдық ғалымдардың зерттеулері бойынша конвективті бұлттардың төбесінде су буының мөлшері осы бұлттардан төменгі шекарасына қарағанда екі есе жоғары болады. Стратосфераға тропосферадан су буының біраз мөлшері жылғалы ағыстар аймағында тропопаузаның (ажырау, жарылу) жерлері арқылы түседі. Жылғалы ағыстар аймағында ауа бағанындағы су буының мөлшері $5 \cdot 10^{-4}$ -ден $14 \cdot 10^{-4}$ г/см-ге дейін көбейеді. Сонымен қатар, метанның қышқылдану процесі арқылы стратосферада жыл сайын 0,02-ден 0,45 млрд т су буы пайда болады. Стратосферадағы су буы қоспасының көлемдік қатынасы $3 \cdot 10^{-6}$ -ден $6 \cdot 10^{-6}$ -ге дейін өзгереді. Кейде $0,8 \cdot 10^{-6}$ дейін азаяды немесе $12 \cdot 10^{-6}$ дейін үлкейеді.

50 км жоғары су буы қоспасының қатынасы тұрақты деп есептеледі. 69°C .е биіктік 85-90 км биіктікте, ракеталық өлшемдер бойынша су буы қоспа қатынасының мөлшері $3,5 \cdot 10^{-6}$ құрайды. Осындай эксперименттер бойынша кейде 25 км биіктікте ылғалдығы жоғары қалыңдығы 1-2 км жұқа қабаттар кездеседі. Қоспа қатынасы $2 \cdot 10^{-6}$ құрайды. Осы кезде полярлық аймақтарда бұлттылықтың пайда болуы мүмкін. Маржан бұлттар стратосферада су буының ендік бойынша таралуын зерттегенде, тропосфералық тропопауза арқылы пайда болады, оның негізгі максимумы экватор аймағында байқалады. Екінші максимум 40°C .е және 40°O .е жылғалы ағыстар аймағында байқалады.

Су буының тұрақты өлшемдері Вашингтонда 1964 ж. басталған. Осы бақылаулар нәтижесінде 100-80 гПа деңгейде максимумы қазан айында, ал 50-70 гПа деңгейде максимумы наурыз айында байқалған. Осындай өзгерістер тропосфералық тропопаузада жыл бойы биіктік пен температураның өзгеруімен түсіндіріледі. Тропосфераның тропопауза аймағында максимум температура минус 80°C тамыз айында байқалады.

Тексеру сұрақтары:

1. Жоғарғы атмосфера құрамындағы кіші қоспалардың алатын орны қандай?
2. Су буы стратосфера қабатында қалай пайда болады?
3. Жылғалы ағыстар су буына қалай әсер етеді?
4. Қандай биіктікте су буы қоспасының қатынасы тұрақты деп есептеледі?
5. Стратосферада маржан бұлттар қалай пайда болады?

Ұсынылатын әдебиет:

1. Матвеев Л.Т. Физика атмосфер. - Л.: Гидрометеоиздат, 2000. – 777 б.
2. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. – М.: Издательство МГУ. 1994 – 455 б.
3. Тверской А.Х Физика атмосфер. - Л.: Гидрометеоиздат, 1962
4. Байшоланов С.С. Жалпы метеорология. - Алматы: Қазақуниверситеті, 20007 – 115 б.

3 дәріс.

Тақырыбы: Стратосферадағы озон. Жалпы көлемі, өлшем бірлігі, жылдық жүрісі, вертикалды таралуы

Мақсаты: Стратосферадағы озонның ашылуын жетік білу. Озонның жалпы көлемін, өлшем бірлігін, жылдық жүрісін, вертикалды таралуын оқып үйрену және білу.

Алғашқы озонды 1840 ж. швейцар химигі Шенбейн ашқан. Озонның тығыздығы қалыпты қысымда температура 0° , $\rho=2,143 \cdot 10^{-3} \text{ г/см}^3$ ($t=-111,9^\circ$) тең. Озон қою көк сұйықтық. Озонның критикалық $T=-12,9^\circ$, $p_{\text{кр}}=-54,6$ атмосфера. Озон химиялық тұрақты емес қоспа болып табылады. Бірақ озон температура 100° көтерілгенде, немесе азоттың, хлордың, ауыр металдардың тотықтарынан тез ыдырап кетеді және O_2 мен O пайда болады. Атомдары жоғары белсенді оттегінің пайда болуы озонның тотықтырғыш қасиеттерімен негізделеді. Кәдімгі температурада озон алтын және платина метал топтарынан басқа металдарды қышқылдандырады.

Ламберт, Добсон және т.б ғалымдардың зерттеулері бойынша атмосферадағы озонның негізгі мөлшері 20-50 км биіктікте орналасқан. Стратосфералық озон оның оптикалық қасиеттерімен анықталады. Озонның негізгі жұту жолағы Гартли жолағы деп аталады да 200-300 нм орналасады. Осы жұту жолағында тұрақты жалпы жұту жолағына қосымша жұту жолақтары келеді. Озонның бірнеше жұту жолақтары спектрдің инфрақызыл бөлігінде орналасады. Спектрдің ультракүлгін бөлігінде озонның үлкен жұтуы күннің биологиялық белсенді сәулеленуінің жер бетіне келуінен қорғайды. Осы сәулелену белоктарды және нуклеитті қышқылдарды бұзады. Озон ультракүлгін радиацияны жұта отырып, стратосфераның озоны бар қабаттарының жылынуына әкеледі. Ол жылулық режиміне және стратосферада өтетін динамикалық процестерге әсер етеді.

1974 ж. хлор тотықтарының озонға әсер ететіні анықталған. Стратосферада хлор 70 жуық химиялық реакцияларға қатысады, ал озон тек үшеуіне әсерін тигізеді. Озонның құрамына белгілі ролді басқа кіші компоненттер арасындағы реакциялар, мысалы, CH_4 атқарады. Метеорологияда озонды өлшеу үшін сантиметрдің мыңдаған үлесі (тысячные доли см 10^{-3}) Добсон бірлігі (ДЕ) деп аталатын бірлік қолданылады.

Озонның құрамы 0,70-700 ДЕ аралығында өзгереді, орташа мәні 300 ДЕ деп алынған. Солтүстік жартышарда максимумы көктем мезгілінде байқалады.

Озон мөлшерінің күрт өзгеруі жылғалы ағыстар аймағында байқалады. Жылғалы ағыстардың сол жағында циклон перифериясында озонның максимум мөлшері байқалады, ал оң жағындағы антициклон бөлігінде озонның төмен мөлшері байқалады. Озонның вертикалды мөлшері мен бірге жалпы мөлшерінде ауытқулар байқалады. Кейбір кезде озонның орташа тәуліктік мөлшері өзгермелі болады.

Тексеру сұрақтары:

1. Стратосферадағы озон қабатын кім ашқан?
2. Озонның тотықтырғыш қасиеттері қандай?
3. Гартли жолағын қалай түсінесің?
4. Меторологияда озонның өлшем бірлігі қандай?
5. Солтүстік жартышарда максимумы және минимумы қай кезде байқалады?

Ұсынылатын әдебиет:

1. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. - Л.: Гидрометеоиздат, 2000. – 777 б.
2. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. – М.: Издательство МГУ. 1994 – 455 б.
3. Тверской А.Х Физика атмосферы. - Л.: Гидрометеоиздат, 1962
4. Байшоланов С.С. Жалпы метеорология. - Алматы: Қазақуниверситеті, 20007 – 115 б.

4 дәріс.

Тақырыбы: Атмосферадағы кіші қоспалар

Мақсаты: Атмосферадағы кіші қоспаларды, оның ішінде көмірқышқыл газын (CO_2), метанды (CH_4), азоттың тотығын (N_2O), азот қос тотығын (NO_2), HNO_3 қышқылын, хлор сутегін (HCl), гидроксилді (OH) қарастыру.

Көмірқышқыл газы CO_2 CO_2 парниктік эффект арқылы ауа температурасы жоғарлауына себепші болады. Төменгі атмосферада CO_2 максимумы қыстың аяғында және көктемде, ал минимумы жаздың аяғында және күзде байқалады.

Метан CH_4 . Атмосфераға келетін CH_4 2/3 бөлігі биологиялық жолмен пайда болады және оның қарқындылығы антропогендік әсерлерге бағынышты болады.

Соңғы 10-15 ж. CH_4 мөлшері жылына 1% өседі. Жоғарғы тропосферада CH_4 таралуы біртекті. CH_4 атмосферада негізінен биогендік жолмен пайда болады, бірақ оның маңызды бөлігі газ қалдықтары және мұнай мен газ кен орындарындағы шығындар аймақтар арқылы атмосфераға түседі.

Азоттың тотығы (N_2O). Стратосферада азот тотықтарының негізгі көзі болып табылады. Төменгі стратосферада пайда болатын барлық азот тотықтарының ішінде N_2O пассивті суда ерімейді және су атмосферадағы басқа компоненттермен әрекеттеспейді.

Азот қос тотығы (NO_2). Тропосфераның төменгі қабаттарында NO_2 көлемдік қоспа қатынасы ретінде $0,5 \cdot 10^{-10}$ - $1,5 \cdot 10^{-8}$ аралығында өзгереді. Осындай үлкен өзгерістер NO_2 эмиссиясымен байланысты, себебі өнеркәсіптік орталықтардан алыс аудандарда NO_2 аз мөлшерде байқалады. NO_2 мөлшері тропосферада және стратосферада әртүрлі өзгереді. Тропосферада NO_2 концентрациясы биіктеген сайын төмендейді, бұл жауын-шашынның түсуімен түсіндіріледі. Стратосферада NO_2 мөлшері биіктік бойынша бірқалыпты өседі.

HNO_3 қышқылы. HNO_3 мөлшері ендік бойынша өзгереді экватордан полюстарға қарай мөлшері $0,6 \cdot 10^{-4}$ атм/см - $2 \cdot 3 \cdot 10^{-4}$ атм/см 20-25 км биіктікте максимум байқалады.

Хлор сутегі (HCl). HCl суда өте жақсы ериді. Сондықтан тропосферада HCl толық жауын-шашынмен жұтылады, стратосфераға тропопауза арқылы өте аз мөлшерде шамамен 20-60 мың т/жыл түседі. HCl негізгі көзі вулкандық атқылаулар болып табылады.

Гидроксил (OH). OH химиялық белсендігі өте жоғары бірақ өмір сүру ұзақтығы бірнеше секундтан аспайды. Осы себептен оның мөлшерін анықтауға өте қиын. Түнгі уақытта OH концентрациясы төмен, ал күн шыққан соң оның концентрациясы күрт өседі. OH минимумы мөлшері түстен кейін уақыттарда байқалады, ол фотохимиялық реакциялармен байланысты.

Тексеру сұрақтары:

1. Көмірқышқыл газының экстремалды мәндерінің жылдық жүрістері қандай
2. Азоттың тотығы мен азоттың қос тотығының қандай айырмашылы бар?
3. Атмосферада хлор сутегі қалай пайда болады?
4. Атмосферада метан қалай пайда болады?
5. Гидроксилдің мөлшері тәулік бойына қалай өзгереді?

Ұсынылатын әдебиет:

1. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. - Л.: Гидрометеоиздат, 2000. – 777 б.
2. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. – М.: Издательство МГУ. 1994 – 455 б.
3. Тверской А.Х Физика атмосферы. - Л.: Гидрометеоиздат, 1962
4. Байшоланов С.С. Жалпы метеорология. - Алматы: Қазақуниверситеті, 20007 – 115 б.

5 дәріс.

Тақырыбы: Атмосфералық аэрозольдер, олардың пайда болуы

Мақсаты: Атмосферадағы аэрозольдерді, олардың түрлерін және пайда болуын оқып білу.

Атмосферадағы аэрозольдердің ең үлкен концентрациясы тропосферада байқалады. Тропосферада олар табиғи және антропогенді шаң түрінде пайда және бұлттар тұратын су тамшылар мен мұз кристалдар. Стратосферада аэрозольдер мөлшері күрт азаяды, әсіресе $\tau > 1$ мкм ірі аэрозольдер. Барлық стратосфералық аэрозольдер құрамы бойынша ерекшеленіп топтарға бөлінеді.

- 1) Фондық аэрозольдер
- 2) Метеорлық шаң
- 3) Күміс бұлттар
- 4) Маржан бұлттар немесе полярылқ стратосфералық бұлттар

Фондық аэрозоль – 22-24 км биіктікте орналасқан сульфатты стратосфералық аэрозоль, оны тағы Юнг қабаты деп атайды. Осы қабаттың ерекшелігі жер бетіне түсетін күн сәулешашуын космосқа шашыратады. Сонымен, Жердің глобалды радиациялық балансына әсер етеді. стратосфераға бір мезгілде көп мөлшерде күкірт түскенде сульфатты қабатының мөлшері өседі. Қатты вулкандық атқылаулар стратосфералық аэрозольге әсер ететіні анықталған. Осы кезде жер бетінде қатты салқындаулар байқалуы мүмкін.

Метеорлық зат. Жердің жоғары атмосферасына күнде бірнеше тонна планетарлық метеорлық заттар түседі. Осындай метеорлық заттың түсуі қысқа уақытта болуы мүмкін және спорадикалық (спорадический) сипатымен ерекшеленеді (жүйелілік емес). Атмосфераға түсетін бөлшектердің мөлшеріне және олардың жылдамдығына байланысты болады. Ең майда бөлшектері микрометеориттер деп аталады. Метеорлық шаң концентрациясы өте аз болғандықтан олар стратосферадағы өтетін физикалық және химиялық процесстерге әсерін тигізбейді.

Күміс бұлттар. Күміс бұлттар негізінен 75-90 км биіктікте орналасқан. Солтүстік жартышарда солтүстікке қарай 45° с.е-тен оңтүстік жарты шарда орналасқан. Бұл бұлттар ымырт жағдайда байқалады, яғни күн көкжиектен төмен орналасқан кезде. Бұл жағдайда биіктік 80 км болғанда Күн сәулесімен жарықтанады, ал төмен орналасқан қабаттар қараңғы болады. Сондықтан, осы биіктіктерде күміс бұлттар көрінеді. Күміс бұлттар полюстарға дейін созылады, полюя аймағында олар тығыз болады. Күміс бұлттардың қалыңдығы әртүрлі, бірнеше жүздеген метрден бірнеше км дейін; осы кезде олар жартылай мөлдір болып көрінеді.

Маржан бұлттар. Бұл бұлттар тек биік ендіктерде екі жарты шарда қыста ғана байқалады және жарқырау түсімен ерекшеленеді. Олар шарбы, шарбы-бұдақ бұлттарға ұқсайды. Күн көкжиекте төмендеген сайы қарқындылығы және жарықтану түсі өзгереді. Шамамен 2-3т күн байқалған соң олар жарықтанбайды. Таң атар кезінде олар қайтадан жарқырай бастайды.

Тексеру сұрақтары:

1. Стратосфералық аэрозольдері қандай топтарға бөлінеді?
2. Фондық аэрозольдер басқаша қалай аталады?
3. Метеорлық зат қандай сипатымен ерекшеленеді?
4. Күміс бұлттар қандай биіктікте байқалады?
5. Маржан бұлттар тәуліктің қай кезінде жақсы байқалады?

Ұсынылатын әдебиет:

1. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. - Л.: Гидрометеоиздат, 2000. – 777 б.
2. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. – М.: Издательство МГУ. 1994 – 455 б.
3. Тверской А.Х Физика атмосферы. - Л.: Гидрометеоиздат, 1962

6 дәріс.

Тақырыбы: Жоғарғы атмосферадағы сәулелі энергияның тасымалдану заңдылықтарын қолданудың негізгі ерекшеліктері

Мақсаты: Жоғарғы атмосферадағы сәулелі энергияның тасымалдану заңдылықтарын қолданудың негізгі ерекшеліктерін оқып білу.

Атмосфера негізінен әсіресе стратосферада әртүрлі газдардан тұрады. Олар сұйық, қатты, газ тәрізді бола алады. Негізгі реакциялардың көзі үлкен диапазондағы Күннің сәулеленуі болып табылады. Диапазон аралығы $\lambda=100$ нм (10^{-6}) – алыс ультракүлгін, 1,5-2 мкм – инфрақызыл спектр. Жер атмосферасының жоғарғы шекарасына келетін күннің сәулеленуі негізінен фотосферамен анықталады. Оның нәтижелі температурасы 6000 К жуық. Кейбір кездерде фотосфера бетінде күн дақтары пайда болады. Олардың аудандары 50 мың шаршы км жетеді, ал температурасы 3000 К төмендейді. Дақтар басқа фотосфералық беткейде факелдер пайда болады. Күн фотосферасы қара дене сияқты сәулелендіреді. Оның ағынының спектралды Планк заңымен анықталады:

$$F_{\lambda}^* = \frac{C_1'}{\lambda^4 \left(e^{\frac{C_2}{\lambda T}} - 1 \right)}$$

Күннен алыстаған кезде сәулелену ағыны азаяды. Жермен күннің арақашықтығы 149,6 млн км құрайды, ал фотосфераның $R=700$ мың км. Сондықтан Жер орбитасына келетін Күннің ағыны фотосфераның сәулелену ағынынан $2,164 \cdot 10^{-5}$ бөлігін құрайды

Ұзақ уақыт бойы стратосфераның жылулық режимін түсіндіру үшін сәулелі тепе-теңдік теориясы қолданған. Бұл теория бойынша стратосфера сәулелі тепе-теңдік жағдайда болады. Оринг стратосфераның радиациялық балансын зерттеген. Оринг бойынша стратосфера деп тропопаузадан 55 км-ге дейін орналасқан қабатты атайды. Атмосфера құрамы мен құрылысы жиынтық радиацияны, озон және су буын жұту, ұзынтолқынды радиацияны, CO_2 , озон және су буы мәліметтері бойынша Оринг келесі есептеулерді жасады: қысқатолқынды радиациялық баланс, стратосферадағы ұзынтолқынды және жиынтық баланс туралы мәліметтерді алды. Оринг мәліметтері бойынша радиацияның сәулелі ағынына CO_2 -15 мкм, O_3 - 9,6 мкм жұту жолақтары сәйкес келеді. Осы зерттеулерді Плесс ғалымы жалғастырды. Плесс зерттеулері бойынша стратосфераның ұзынтолқынды радиациялық балансына негізгі үлесін қосқан су буы мен CO_2 элементтерін енгізеді.

Плесс бойынша O_3 - 9,6 мкм жолақ арқылы жылу ағыны 30 км биіктікке дейін өте аз, ол осы деңгейден жоғары теріс таңбалы болып келеді. Сондықтан стратосфералық жиынтық радиациялық баланс әрқашан теріс таңбалы. Қоңыржай ендіктерде радиациялық баланстың салыстырмалы шамасының максимумы сәуірде, ал минимумы қазан айларында байқалады.

Тексеру сұрақтары:

1. Атмосфера стратосферада қандай газдардан тұрады?
2. Фотосфера Жер атмосферасында қандай роль атқарады?
3. Оринг ғалымы нені зерттеген?
4. Плесс зерттеулері стратосфераның ұзынтолқынды радиациялық балансына қандай үлес қосты?
5. Мезосфераның төменгі бөлігіне озонның үлесі қандай?

Ұсынылатын әдебиет:

1. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. - Л.: Гидрометеоиздат, 2000. – 777 б.
2. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. – М.: Издательство МГУ. 1994 – 455 б.
3. Тверской А.Х Физика атмосферы. - Л.: Гидрометеоиздат, 1962

7 дәріс.

Тақырыбы: Ракета өлшемдері бойынша жоғарғы атмосфераның температуралық режимі

Мақсаты: Ракета өлшемдері бойынша жоғарғы атмосфераның температуралық режимінің анықталуын қарастыру.

Көптеген эксперименттер бойынша төменгі стратосферада 40^0 о.е. дейін барлық маусымда “суық аймағы” пайда болады. Ол тропосфераның жоғарғы бөлігін және стратосфераның төменгі жағын қамтиды. Осы аймақ тропосферның маңызды бөлігін алатын вертикалды турбуленттік және конвективті алмасулар арқылы пайда болады.

Тропосфераның қалыңдығы артқан сайын оның жоғарғы бөлігінде температура төмен болады. Сол себептен жазда төменгі стратосферада жоғарғы ендіктерде әдетте жылы болады. Төменгі стратосферада жазда температураның горизонталды градиенті полюстен экваторға қарай бағытталған, яғни тропосферадағы градиентке қарама қарсы бағытта болады. 10-11 км қабатында қоңыржай ендіктерде $50-60$ градус с.е. “суық аймақ” байқалады. Қысқы айларда t-ң горизонталды таралуы экватордан қоңыржай ендіктеріне дейін сақталады. Стратосферадағы t-ң горизонталды градиенті тұрақты шама емес, ол ендікпен биіктікке бағынышты. КСРО атмосфераны ракетаның көмегімен зондылау 1951 ж. басталған. Мұхиттардың үстінде ғылыми-зерттеу жұмыстары кемелерде жүргізілген. Алынған мәліметтер бойынша стратосферадағы және мезосферадағы температураның, ρ , P , V таралуын анықтауға болады.

Жазда $30^0 - 80^0$ с.е дейін t биіктік бойынша өседі және тах стратопаузаның $h \sim 50$ км байқалады. Осы деңгейден жоғары $h=81-82$ км биіктікке дейін t төмендей бастайды, ал одан жоғары қайта өседі. 0-100 км қабатында 2 (12 км және 65 км) деңгейі бар екені анықталған. Осы деңгейлерде t-ның зоналды градиент $=0$ тең. Бұл 2 деңгейлердің арасында градиент жоғарғы ендіктен төмен ендікке қарай бағытталған.

Тропосферада және 65 км жоғары, градиент төмен ендікте жоғарғы ендікке бағытталған. Қыста жоғарғы ендік t тропопаузада төмендейді. 30 км-ден 45-55 км-ге дейін t барлық ендік өседі. Горизонталды градиент нөлге тең болған деңгейлер жазға қарағанда қыста анық көрінбейді. Қыста 10-20 км дейін горизонталды градиент қоңыржай ендіктен, жоғарғы және төменгі ендікке қарай бағытталған.

Мұхиттар мен құрылықтар жер бетіндегі t өрісіне, тропосферадағы, стратосферадағы және мезосферадағы t өзгерістеріне әсерін тигізеді. Ракеталық бақылаулар бойынша стратосферадағы t таралуы зоналды тараулынан қатты ерекшеленеді.

Қыста стратосферада осы ауытқулар жоғарғы тропосфераға қарағанда үлкенірек болады және биіктік бойынша олар біртеңдеп өседі. Жазда стратосферадағы температураның зоналды таралуының бұзылуы қысқа қарағанда маңызды емес .

Тексеру сұрақтары:

1. «Суық аймақ» төменгі стратосферада қалай пайда болады?
2. Стратосферада температураның горизонталды градиенті маусымға байланысты қалай өзгереді?
3. 0-100 км қабаттардағы 2 деңгей қай биіктіктерде орналасқан?
4. Мұхиттар мен құрылықтар температура өрісіне қалай әсер етеді?

Ұсынылатын әдебиет:

1. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. - Л.: Гидрометеоиздат, 2000. – 777 б.
2. Хромов С.П., Петросянец М.А. Метеорология и климатология. – М.: Издательство МГУ. 1994 – 455 б.
3. Тверской А.Х Физика атмосферы. - Л.: Гидрометеоиздат, 1962
4. Байшоланов С.С. Жалпы метеорология. - Алматы: Қазақ университеті, 20007 – 115 б.

8 дәріс.

Тақырыбы: Статосфераның жылынуы

Мақсаты: Статосфераның жылынуын, оның түрлерін қарастыру.

Алғаш рет статосфераның жылынуы 1952 жылы Шерхагпен анықталған. 1958-1967жж мәліметтері бойынша статосфералық жылырудың ең үлкен алаңы қаңтар-наурыз айларында байқалады. Қараша және желтоқсан айларында жылынуы шамамен 2 есе аз болады. Статосфераның жылынуының ұзақтығы 7-12 тәулік дейін созылады. Осы процесс кезіндегі температураның жоғарылауы 26°C жетеді. Статосфералық жылырудың ұзақтығымен температураның жоғарылауы арасында сызықтық байланыс бар.

Статосфераның жылынуы барикалық алқаптың қайта құрылуымен байланысты болады, осы процесс кезінде полярлық циклон 2 циклондық күйіндерге бөлінеді немесе осы ендіктерде, ортасы Атлантиканың солтүстігінде және Тынық мұхит үстінде орналасқан антициклон ауысуы байқалады. Сонымен қатар бір мезгілде полярлық циклон оңтүстік ендікке жылжуы байқалады.

Статосфералық жылынуының 2 түрі байқалады:

- Еуропалық;
- Американдық.

Еуропалық түрі - шығыс немесе орта Еуропаның үстінде жылу аймағы құрылуымен және оның содан кейін батыс жағына жылжуымен сипатталады.

Американдық түрі - жылу аймағы АҚШ-тың шығысында немесе Канаданың үстінде құрылуымен және оның шығысқа қарай жылжуымен ерекшеленеді.

Статосфералық жылырудың пайда болуымен байланысты бірнеше гипотезалар бар. Бірақ ең нақты 2 гипотеза қарастырылады.

Бірінші гипотеза бойынша динамикалық процесс әсерінен стратосфералық жылыну пайда болады. Тұрақты стратификация кезінде ауа ағындарының пайда болуы температураның өсуіне келтіреді. Сонымен қатар қоңыржай ендікке келетін адвективті жылу ағыны есептелінеді.

Екінші гипотеза бойынша стратосфералық жылыну күннің белсенділігінің әсерінен пайда болады деп саналады.

Кейбір жұмыстарда стратосфералық жылырудың тропосферада өтетін процестермен тығыз байланысы көрсетілген. Осы процестерде тропосфералық қозғалыстардың масштабы үлкен рөл атқарады. Антициклондық және циклондық қозғалыстар стратосфераның төменгі жағына жота немесе жыра ретінде таралады. Ал сонымен қатар температураның және қысым алқаптарының өзгерістері барлық стратосфера қабатын алады. Осы өзгерістер болған кезде стратосфераның белгілі бір аймағында температураның күрт өсуі, ал басқа аймағында температураның күрт төмендеуі байқалады. Стратосфералық жырлар қыста ең жиі салқындаған құрлықтардың үстінде, ал жоталар мұхиттар үстінде қалыптасады. Кейбір зерттеулер бойынша стратосфераның жылынуы стратосферадан мезосфераға да таралуы мүмкін.

Тексеру сұрақтары:

1. Стратосфералық жылырудың ең үлкен алқабы қай айларға сәйкес келеді?
2. Стратосфералық жылырудың неше түрі бар?
3. Стратосфералық жылырудың пайда болуымен байланысты гипотезаларды түсіндіріңіз.
4. Стратосфералық жылынуға қандай процестер әсер етеді?

Ұсынылатын әдебиет:

1. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. - Л.: Гидрометеоиздат, 2000. – 777 б.
2. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. – М.: Издательство МГУ. 1994 – 455 б.
3. Тверской А.Х Физика атмосферы. - Л.: Гидрометеоиздат, 1962

9 дәріс.

Тақырыбы: Мезосфераның және термосфераның термикалық режимі

Мақсаты: Мезосфераның және термосфераның термикалық режимін қарастыру.

КСРО-да атмосфераны ракета көлігімен зондылау 1951 ж. басталған. Олар Арктикада Хейс аралында, қоңыржай ендікте Волгоград ауданында жүргізілген. Мұхиттардың үстінде бұл жұмыстар ғылыми-зерттеу кемелерінде жүргізілген. АҚШ-да осындай жұмыстар жүргізілген. Алынған мәліметтер бойынша стратосферадағы және мезосферадағы температураның, тығыздықтың, қысымның, жел жылдамдығының таралуын анықтауға болады.

Жазда 30-80° с.е дейін температура биіктік бойынша өседі және максималды мәні стратопазаның ~50 км биіктігінде байқалады. Осы деңгейден жоғары 81-82 км биіктікке дейін температура төмендей бастайды, ал одан жоғары қайта өседі.

Тропосферада және 65 км биіктіктен жоғары, градиент төменгі ендіктен жоғарғы ендікке бығытталған. Қыста жоғарғы ендікте температура тропопаузада төмендейді. 30 км-ден 45-55 км-ге дейін температура барлық ендікте өседі. Горизонталды градиент нөлге тең болған деңгейлер жазға қарағанда қыста анық көрінбейді. Қыста 10-20 км дейін горизонталды градиент қоңыржай ендіктен, жоғарғы және төменгі ендікке қарай бағытталған. Қыста стратопазуа полюстардың үстінде 57 км биіктікте, экватор үстінде 47 км биіктікте орналасқан. Мезопаузада полярлық ендікте жазда температура 170°К, экватор аймағында 190°К төмендейді⁷

Жаз-қыс кезеңіндегі температура айырмашылығы

С.е.	Биіктік (h), км								
	10	20	30	40	50	60	70	80	100
80	12	25	35	49	35	15	-24	-57	-49
60	13	11	25	32	12	6	-22	-44	-32
50	13	0	12	12	14	0	10	-23	-14
30	8	2	4	4	0	4	5	0	4

Мұхиттар мен құрылықтардағы, жер бетіндегі температура тропосферадағы, стратосферадағы және мезосферадағы температура өзгерістеріне әсерін тигізеді.

Ракеталық бақылаулар бойынша стратосферадағы температураның таралуы зоналды тараулынан қатты ерекшеленеді. Қыста стратосферада осы ауытқулар жоғарғы тропосфераға қарағанда үлкенірек болады және биіктік бойынша олар біртіндеп өседі. Стратосферада қыста максимум ауытқулар қоңыржай ендік пен биік ендіктерге келеді, жазда бұл жағдай субтропиктарда және тропиктарда байқалады. Жазда стратосферадағы температураның зоналды таралуының бұзылуы қысқа қарағанда манызды емес. Барлық Солтүстік жер шарында 50 және 30 гПа деңгейлерде температуралық ауытқулар +25°С аспайды. Осы кезде Азияның оңтүстігінде теріс ауытқулардың үлкен аймағы, ал осы ендікте орналасқан мұхит пен теңізде оң ауытқулар байқалады.

Тексеру сұрақтары:

1. Жоғары стратосферада температура жазда қалай өзгереді?
2. Қыста жоғарғы ендікте температура қалай өзгереді?
3. Мезопаузада ендік бойынша температураның өзгеруі қандай?
4. Стратосферадағы температураның зоналды таралуын түсіндіріңіз.

Ұсынылатын әдебиет:

1. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. - Л.: Гидрометеиздат, 2000. – 777 б.
2. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. – М.: Издательство МГУ. 1994 – 455 б.
3. Тверской А.Х Физика атмосферы. - Л.: Гидрометеиздат, 1962

10 дәріс.

Тақырыбы: Сиректелген газдардың температурасы

Мақсаты: Сиректелген газдардың температурасының әртүрлі теңдеулермен есептеулерін қарастыру.

Тропосферада және стратосферада молекулалардың концентрациясы көп болғандықтан кинетикалық немесе термодинамикалық температура түсінігі енгізіледі. Осы температура молекулалардың жылулық қозғалыстарының орташа кинетикалық энергиясын сипаттайды:

$$\frac{1}{2}mc^2 = \frac{3}{2}kT \quad (1)$$

m -молекуланың массасы;

c -молекуланың орташа квадраттық жылдамдығы;

k - Больцман тұрақтасы.

Осы (1) теңдеуден термодинамикалық температура орташа квадраттық (c) жылдамдығы және молекулалардың орташа жылдамдығы (\bar{c}) келесі теңдеумен байланысты:

$$c = \sqrt{\frac{3kT}{m}}; \quad \bar{c} = \sqrt{\frac{8kT}{\pi m}} = \frac{8\mu_y T}{\pi \mu} \quad (2)$$

μ_y - газдың универсалды тұрақтысы

μ - салыстырмалы молекулярлық салмағы

Селективті жұтылуы және сәулелі энергияның сәулешашу нәтижесінде бөлек атомдарымен молекулалар белгілі бір уақытта жоғарғы мәнді температура мен жылдамдығын сақтап қалады. Сондықтан сиректелген газдық ортаның әртүрлі салмақты бөлшектердің температура айырмашылығы бар екені деп санауға болады. Бірақ жоғарғы биіктіктерде молекулалардың, атомдардың, иондардың және электрондардың кез келген жылу қозғалыстары жылдамдықтардың Максвелл заңы бойынша таралады деп есептесек, онда олардың арасындағы энергия таралудың қарқындылығы Q келесі теңдеумен анықталады:

$$Q = \frac{k(\Delta E)}{E} = \left(\frac{2}{3}k\right)^{-1} \quad (3)$$

(3) теңдеу бойынша 2500 км биіктікке дейін бөлшектердің жылулық тепе-теңдігі байқалады. Температура жоғарылағанда $g(z)$ әсері төмендегі температура төмендеген сайын $g(z)$ іріленеді. Егер $g(z)$ биіктеген сайын төмендеуін есепке алмасaq, онда 100 км биіктікте есептелген қысым 20 % төмен болады, ал жоғарғы биіктіктерде 10 еседен жоғары болады.

Тексеру сұрақтары:

1. Термодинамикалық температура қалай есептеледі?
2. Энергия таралудың қарқындылығы қалай өзгереді?
3. Селективті жұтылуы және сәулелі энергияның сәулешашу нәтижесінде қандай өзгерістер байқалады?

Ұсынылатын әдебиет:

1. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. - Л.: Гидрометеоиздат, 2000. – 777 б.
2. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. – М.: Издательство МГУ. 1994 – 455 б.
3. Тверской А.Х Физика атмосферы. - Л.: Гидрометеоиздат, 1962

11 дәріс.

Тақырыбы: Жоғарғы атмосфера үшін гидростатика теңдеулерін қолдану

Мақсаты: Жоғарғы атмосфера үшін гидростатика теңдеулерін қолдануды қарастыру.

Статиканың негізгі классикалық түрі

$$dP = -\rho g dz \quad dp = -\rho g dz;$$

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g$$

Зерттеулер бойынша, бір компонентті газ үшін бұл теңдеу $h=1500$ км дейін сәйкес келеді. Компонентті жүйелер үшін классикалық түрде гидростатикалық теңдеу тек, компоненттердің \sum қолдануға болады, ал әр компонентті бөлек көбінесе қолдануға болмайды.

$$\frac{d}{dz} \left(p - 1.4 \frac{\mu}{p} \bar{A} \right) = -\rho g$$

\bar{A} - 1 секунд ішіндегі қосымша көздерден жұтылған немесе бөлінген жылудың сыбағалы энергиясы.

400-450 км биіктікке дейін екінші қосымшасының үлесі 1 % төмен болады. 20-30 км биіктікке дейін $<1\%$ қателігімен $g(z, \varphi) = 9,8 \text{ м/с}^2 = \text{const}$ деп есептеуге болады. Осы биіктіктерден жоғары орналасқан қабаттарда қолдануға болмайды. Егер жердің түрін сфера деп және оның айналымын есепке алмасақ

$$g(z) = g_0 \left(\frac{R_0}{R_0 + z} \right)^2 = \frac{M_0}{(R_0 + z)^2}$$

Егер $z=0$, онда $g_0 = 9.8 \text{ м/с}^2$

$z=100 \text{ км}$, $g_z = 9.5 \text{ м/с}^2$

$z=100 \text{ км}$, $g_z = 8.0 \text{ м/с}^2$

Онда статика теңдеуіне интегралды түрі келесі түрде жазылады:

$$P = P_0 * e^{-T/R_y} \int \frac{dy}{y} \quad R_y = 8.31 * 10^3 \text{ Дж/к*моль*К}$$

Изотермикалық атмосфера үшін

$$P(e) = P_0 * e^{-\frac{g_0 z}{R_y}}$$

$$\rho = \rho_0 * \left(\frac{P_0}{P} \right)^{\frac{g_0}{R_y}} * \left(\frac{R_0}{R_0 + z} \right)^2$$

$R = 287 \text{ Дж/к К}$ -газ тұрақтысы.

Изотермикалық атмосферада $g(z)$ қысымның әсерін бағалаймыз. $\sum \frac{dP}{P} = \frac{g_0}{R_y} dz$

2 температура алмыз $T = 300^\circ \text{К}$ және $T = 900^\circ \text{К}$

Тексеру сұрақтары:

1. Статиканың негізгі классикалық теңдеуі қалай есептеледі?
2. Бір компонентті газ үшін бұл теңдеу қай биіктікке сәйкес келеді?
3. Изотермикалық атмосфера үшін қандай теңдеу қолданылады?

Ұсынылатын әдебиет:

1. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. - Л.: Гидрометеоиздат, 2000. – 777 б.
2. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. – М.: Издательство МГУ. 1994 – 455 б.
3. Тверской А.Х Физика атмосферы. - Л.: Гидрометеоиздат, 1962

12 дәріс.

Тақырыбы: Жоғарғы атмосферада температураның, қысымның және тығыздықтың таралуы

Мақсаты: Жоғарғы атмосферада температураның, қысымның және тығыздықтың таралуын қарастыру.

Жоғары атмосфераның жерге жақын атмосферадан негізгі ерекшелігі, оның қасиеттері күннің қысқатолқынды сәулеленуімен анықталады және $\lambda \geq 0,29$ мкм диапазонында толық жұтылады. Тропосферадан жоғары (10-15) км температура төмендейді, инверсияның таралуы мен сипатталатын стратосферада орналасқан және макс $T=270$ °К, ал 50-60 км стратосферадан жоғары температура төмендейді, және жоғарғы шекарасында $T=160-190$ °К. 85-90 км биіктікте мезосфера орналасқан. Одан жоғары термосфера. Термосферада температураның биіктік бойынша өзгермейтін қабаты бар, ол термопауза, мезосфераға өтетін қабат.

Термосфера жоғарғы атмосферада ең өзгермелі қабат. Ол күннің сәулелену қарқындылығына бағынышты және осы қабаатта күн желінің әсері байқалады, онымен оттегінің электромагниттік энергияның диссипациясы байланысты.

Жоғары атмосфераның жылынуы ультракүлгін радиацияның жұтылуымен байланысты. 120-130 км төмен негізгі үлесін диссоциацияланған сәулешашу ($\lambda \geq 0,103$ мкм) ал жоғарғы биіктіктерде ионданған сәулешашу ($\lambda \leq 0,103$ мкм) қосады, $0,01 \leq \lambda \leq 0,11$ мкм күннің сәулешашу спектрі аймағында өте күрделі сипатта және күннің белсенділігіне байланысты болады. Күн белсенділігі толқын ұзындығы 10,7 см радиосәулелену қарқындылығы бойынша бағаланады, оны F10,7 деп белгіленеді.

Мезосферада 800 км биіктікке дейін температураның төмендеуі байқалады (-20—(-90° С).

Биіктік бойынша стратосферада температура ең тез қысқы – көктемгі кезеңде өседі. Бұл 25-30 км биіктікте байқалады. Арктикада инверсияның градиент мөлшері төменірек - 1-3 °С/км. Жазғы уақытта полярлық стратосферада градиент 3 °С/км жетуі мүмкін.

Температураның вертикалды градиентінің маусымдық өзгерістері полярлық аймақтарда жоғары мезосферада байқалады. Осы қабааттарда температура 1-2 °С/км қыста, жазда 5 °С/км дейін жылына өзгереді. Сонымен қатар екі жартышарда термикалық режимнің ерекшеліктері байқалған.

Жазда оңтүстік жартышарда стратосферада 3-6 °С жоғары солтүстік жартышарға қарағанда. Қыста Антарктиданың стратосферасы мен мезосферасында температура Арктикаға қарағанда 20–25°С жоғары болады. Және керісінше Антарктидада төменгі стратосфера 10–20 °С Арктикаға қарағанда салқынырақ болады. Бұл күздің басынан көктемнің ортасына дейін байқалады. Қоңыржай ендіктерде 25 км жоғары биіктіктерде қыста оңтүстік жартышарда солтүстікке қарағанда салқынырақ болады.

Метеопараметрлердің вертикалды таралуы үлкен шектерде өзгереді және аймаққа, жыл мезгіліне, атмосфералық процестерге байланысты.

Тексеру сұрақтары:

1. Жоғары атмосфераның жерге жақын атмосферадан негізгі ерекшелігі қандай?
2. Жоғары атмосфераның жылынуы қандай радиациямен анықталады?
3. Температураның вертикалды градиентінің маусымдық өзгерістері қай қабаатта байқалады?

Ұсынылатын әдебиет:

1. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. - Л.: Гидрометеоиздат, 2000. – 777 б.
2. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. – М.: Издательство МГУ. 1994 – 455 б.
3. Тверской А.Х Физика атмосферы. - Л.: Гидрометеоиздат, 1962

13 дәріс.

Тақырыбы: Жоғары атмосферадағы ауа ағындары

Мақсаты: Жоғары атмосферадағы ауа ағындарының таралуын қарастыру

Еркін атмосферада атмосфераның жалпы айналымының негізгі және маңызды сипаты ауа массасының батыс тасымалдануы жоғары және төмен ендіктер арасындағы ауа температурасының айырмашылығымен анықталады.

Тропосферада орташа алғанда температураның горизонталды градиенті төменгі ендіктерден жоғары ендіктерге бағытталған және батыс тасымалдану күшейеді. Стратосферада гориз. Градиент жылы кезеңде жоғары ендіктерден төменгі ендіктерге қарай бағытталған. Сондықтан жел бағытының термикалық құраушысы шығыстан батысқа қарай бағытталған және биіктік бойынша өседі. Сондықтан стратосферада батыс желдерінің жылдамдығы төмендейді. 20 км жоғары жыл бойы өзгереді. Қысқы батыс желдер орташа алғанда 45° ендікте және 65 км биіктікте байқалады. Олардың макс жылдамдығы 80 м/с жетуі мүмкін. Австралия үстінде желдің макс жылдамдығы 115 м/с. Жазда биіктік өскен сайын батыс желдер шығыс желіне ауысады. Олардың жылдамдығы төменірек болады, максималды жылдамдық 60 м/с аспайды. Бірақ олар мезосферада қыста байқалады. Айналымның қысқы және жазғы түрлері 80 км дейін таралады.

Солтүстік жарты шардың жазғы шығыс ағыны 80° батыс бойлығында 50 км биіктікте байқалады. Мамырдың екінші жартысында $40 - 50^\circ$ солтүстік ендікке дейін жетеді. Тамыз айының екінші жартысында шығыс ағыны батыс ағынына ауысады. Төменгі қабаттарда $55 - 60^\circ$ солтүстік ендікте батыс ағындар байқалады, содан кейін ол 40° с. е. жоғары барлық ендіктерге қарай тез таралады.

Стратосфераның жалпы шығыс ағыны тұрақты, оның жылдамдығы аз өзгереді және батыс ағындарымен салыстырғанда толқындардың пайда болуы сирек байқалады.

1960 жылы батыс және шығыс желдердің ауысуының үлкен циклы, 26 айлық кезеңі экватор аймағында орташа алғанда батыс тасымалдануы жоғары, стратосферада айлық кезеңі экватор аймағында орташа алғанда батыс тасымалдануы жоғары, стратосферада 35 км жоғары жел жылдамдығы 15 м/с. Бірақ әдетте ол тропикалық тропосферада байқалмайды.

40 км жоғары 26 айлық кезеңі жарты жылдық кезеңге ауысады. Экстремалды аймақта шығыс желдер күннің тоқырау кезінде, ал батыс желдер күннің және түннің теңесу кезінде байқалады.

60 км-ден жоғары жылдық кезеңі байқалады деп болжанады. Жазда шығыс желдері, ал қыста батыс желдері байқалады, жылдамдығы 180 м/с.

Тексеру сұрақтары:

1. Жоғары атмосфераның жерге жақын атмосферадан негізгі ерекшелігі қандай?
2. Жоғары атмосфераның жылынуы қандай радиациямен анықталады?
3. Температураның вертикалды градиентінің маусымдық өзгерістері қай қабатта байқалады?

Ұсынылатын әдебиет:

1. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. - Л.: Гидрометеоиздат, 2000. – 777 б.
2. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. – М.: Издательство МГУ. 1994 – 455 б.
3. Тверской А.Х Физика атмосферы. - Л.: Гидрометеоиздат, 1962
4. Байшоланов С.С. Жалпы метеорология. - Алматы: Қазақуниверситеті, 20007 – 115 б.

14 дәріс.

Тақырыбы: Жоғарғы атмосферада ионизация процестері. Ионосфера құрылысы.

Мақсаты: Жоғарғы атмосферада ионизация процестерін қарастыру. Ионосфера құрылысын анықтау.

Атмосфера құрамына нейтральды бөлшектермен (газ, газ молекулаларының қосындысы) қатар, оң таңбалы және теріс таңбалы бөлшектер кіреді. Олардың салмақтары мен мөлшері нейтральды бөлшектермен салыстырғанда келесі құбылыс байқалады: найзағай, нажағай, күн күркіреуі, поляр шұғыласы және т.б.

Атмосфераның ионизациясы. Тропосфера атмосферасы газдарының молекулалары негізінен электрлі нейтральды болып келеді. Бірақ олардың ішінде электрлі зарядталған бөлшектердің және теріс таңбалы иондардың аз бөлігі бар. Ион сөзі – «келе жатқан» деген мағынаны береді. Сонымен қатар, жауын–шашындардың, бұлттардың тамшылары бола алады. Бұлттылық жоқ болғанда тропосфераның, төменгі стратосфераның электрлі өрісі жердің теріс таңбалы зарядымен және көлемді ион зарядымен анықталады. Жер бетіндегі ауада нейтральды молекулалардың концентрациясы қалыпты жағдайда $2,55 \cdot 10^{19}$ см, ал ион концентрациясы 10^2 - 10^3 см⁻³. Сондықтан тропосфераның өткізгіштігі өте төмен және оның электрлі өрісі электростатикалық болып табылады. Тропосферада ионизация процесі және оның жойылу (рекомбинация) процесі үздіксіз болады. Газдардың ионизация процесі 2 механизм арқылы жүру мүмкін:

1. Егер ионизация энергиясы ионданатын бөлшектер соқтығысу кезінде басқа бөлшекке берілсе, онда осы ионизацияны – соқтығысу ионизациясы деп аталады. Яғни, соқтығысу кезінде кинетикалық энергия әсерінен, нейтральды молекулалардан бір электрон немесе бір атом пайда болады.

2. Фототрондық әсері (фотоионизация процесі) Фотон – электромагниттік сәуле шашудың кванттары. Фотоионизация процесі болу үшін, жеткілікті энергия мен ультракүлгін және қысқатолқынды сәулешашу фотондары қабілетті болады. Егер нейтральды молекулалардан электрон шығарылса, онда бір мезгілде қос иондар пайда болады. Шығарылған ион электрондарының айналасында бірнеше нейтральды молекулалардан тұратын комплексін топтастырады. Осының нәтижесінде, жеңіл теріс таңбалы ион пайда болады. Сонымен қатар, оң таңбалы ядро айналасында басқа нейтральды молекулалық комплексі, яғни жеңіл оң таңбалы ион пайда болады. Жеңіл ион аэрозоль бөлшектерімен қосылады. Осы бөлшектердің мөлшеріне байланысты орта, ауыр ион пайда болады. Жеңіл ион мөлшері 10^{-7} см, орта ион мөлшері 10^{-6} см, ауыр иондар мөлшері 10^{-5} см. Нейтральды молекулалардың мөлшері 10^{-8} см.

Тексеру сұрақтары:

1. Атмосфера құрамына қандай бөлшектер кіреді?
2. Ион дегеніміз не?
3. Атмосфераның ионизациясын қалай түсінесің?
4. Газдардың ионизация процесі қандай механизм арқылы жүреді?

Ұсынылатын әдебиет:

1. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. - Л.: Гидрометеоиздат, 2000. – 777 б.
2. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. – М.: Издательство МГУ. 1994 – 455 б.
3. Тверской А.Х Физика атмосферы. - Л.: Гидрометеоиздат, 1962
4. Байшоланов С.С. Жалпы метеорология. - Алматы: Қазақ университеті, 20007 – 115 б.

15 дәріс.

Тақырыбы: Поляр шұғыласы, оның пайда болуы, биіктігі, түрлері.

Мақсаты: Поляр шұғыласын, оның пайда болуын, биіктігін, түрлерін қарастыру.

Поляр шұғыласы деп жерден тыс бөлшектердің жоғарғы атмосфера бөлшектерімен жердің магнитті қабатында әрекеттесуін айтады.

Поляр шұғыласы екі жарты шардың жоғарғы ендіктерінде байқалады, ал қарқынды түрде күшті магниттік дауылдармен бірге қоңыржай және төменгі ендіктерде де байқалады.

Поляр шұғыласын екі үлкен топқа бөлуге болады. Бірінші топқа мыналар кіреді: тәж (магниттік полюске маңындағы сәулелі шұғыла), сәулелер (жалғыз және бума түрінде), драпри (магниттік параллельдер бойында жарқырауық полюстер), жолақтар (доғалар тәрізді, бірақ біртекті емес, олардың бойында қозғалыстар байқалады) және жарқырауық бұлттар түріндегі пульстенетін беткейлер. Кейде бірнеше түрде болатын аралас шұғылалар байқалады.

Поляр шұғыласының көбі түрлі түсті болып келеді. Көбінесе доғаларда жасыл сары, әдемі (драпри және пульстенетін беткейлер), сонымен қатар көкшіл және күлгін түстер көп байқалады.

Поляр шұғыласының қарқындылығы келесі шкаламен бағаланады:

I – Құс жолының жарығы;

II – Аймен жарқырайтын шарбы бұлттардың жарығы;

III – Аймен жарқырайтын будақ бұлттардың жарығы;

IV – Айдың толуы кезіндегі жер беткейінің жарығы.

I және II класстардың шұғыласы түссіз, ал III және IV класстар түсті болып келеді.

Кәдімгі поляр шұғыласының төменгі шекарасы 80 және 150 км аралығында, максимум қайталанушылығы 95 және 110 км жақын орналасады.

Күннің белсенділігі жоғары кезінде қызыл түсті қарқынды поляр шұғыласы өте жоғары биіктіктерде (250 км жоғары) пайда болуы мүмкін.

Бір тәулікте өте жиі поляр шұғыласы жергілікті түн жарымына 1 сағат қалғанда байқалуы мүмкін. Алайда поляр шұғыласының өте тез қозғалатын түрлері көбінесе осы уақытқа дейін, ал әлсіз жайбаракат түрлері одан кейін пайда болады.

Жыл бойына поляр шұғыласының максималды қайталанушылығы күн мен түннің теңелген айларында (наурыз бен қыркүйек) және қысқы күн тоқырауында байқалады.

Тексеру сұрақтары:

1. Поляр шұғыласы дегеніміз не?
2. Поляр шұғыласы қандай топтарға бөлінеді және оларға нелер жатады?
3. Поляр шұғыласының қарқындылығы қандай шкаламен бағаланады?
4. Поляр шұғыласының тәуліктік және жылдық жүрісі қандай?

Ұсынылатын әдебиет:

1. Матвеев Л.Т. Физика атмосфер. - Л.: Гидрометеоиздат, 2000. – 777 б.
2. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. – М.: Издательство МГУ. 1994 – 455 б.
3. Тверской А.Х Физика атмосфер. - Л.: Гидрометеоиздат, 1962
4. Байшоланов С.С. Жалпы метеорология. - Алматы: Қазақ университеті, 2007 – 115 б.