P2L6Z7

അധ്യായം

9

സൗരവികിരണം, താപസന്തുലനം, ഊഷ്മാവ്

ചുറ്റുമുള്ള വായുവിന്റെ സാന്നിധ്യം നിങ്ങൾക്ക് അനുഭവപ്പെടാറുണ്ടോ? നമ്മൾ വായു ശ്വസിക്കുന്നുണ്ടെങ്കിലും അതിന്റെ സാന്നിധ്യം തിരിച്ചറിയുന്നത് വായു ചലിക്കുമ്പോൾമാത്രമാണ്. വായു ചലിക്കുമ്പോഴാണ് കാറ്റ് ഉണ്ടാകുന്നത്. ഭൂമിക്കുചുറ്റും വായു ഒരു ആവരണമായി നിലകൊള്ളുന്നുവെന്ന് മുൻ അധ്യായത്തിൽ പഠിച്ചിട്ടുണ്ട്. വ്യത്യസ്തവാതകങ്ങൾ അടങ്ങിയിട്ടുള്ള വായുവിന്റെ കവചമാണ് അന്തരീക്ഷം. ഈ വാതകങ്ങൾ ഭൗമോപരിതലത്തിലെ ജീവന്റെ നിലനിൽപ്പിന് ഏറെ സഹായകരമാണ്.

സൂര്യനിൽനിന്നാണല്ലോ ഊർജം ഭൂമിയിലേക്കെത്തുന്നത്. സൂര്യനിൽനിന്ന് ഭൂമിയിലേക്കെത്തുന്ന ഊർജത്തെ തിരിച്ച് ശൂന്യാകാശത്തേക്ക് വികിരണം ചെയ്യുന്നു. തൽഫലമായി ഭൂമി ദീർഘകാലം ചൂടാകാതെയോ തണുക്കാതെയോ നിൽക്കുന്നു. അതുപോലെ ഭൂമിയുടെ എല്ലാ പ്രദേശങ്ങളിലും ഒരേപോലെയല്ല ഊഷ്മാവ് അനുഭവപ്പെടുന്നത്. ഊഷ്മാവിലുള്ള ഈ വ്യതിയാനം അന്തരീക്ഷത്തിലെ മർദവ്യത്യാസങ്ങൾക്ക് കാരണമാകുന്നു. ഇത് കാറ്റിന്റെ രൂപത്തിൽ താപം ഒരു മേഖലയിൽനിന്നും മറ്റൊരു മേഖലയിലേക്ക് കൈമാറ്റം ചെയ്യപ്പെടാൻ കാരണമാകുന്നു. അന്തരീക്ഷം ചൂടാകുകയും തണുക്കുകയും ചെയ്യുന്ന പ്രക്രിയകളും തൽഫലമായി ഭൗമോപരിതലത്തിലെ താപവിതരണ പ്രക്രിയയുമാണ് ഈ അധ്യായത്തിൽ വിശദീകരിക്കുന്നത്.

സൗരവികിരണം (Solar Radiation)

സൂര്യനിൽനിന്നും ഭൗമോപരിതലത്തിലെത്തുന്ന ഊർജത്തിന്റെ ഏറിയപങ്കും ഹ്രസ്വതരംഗരൂപത്തിലാണ്. ഇത്തരത്തിൽ ഭൂമിയിലെത്തുന്ന ഊർജത്തെയാണ് സൗരവികിരണം എന്നു പറയുന്നത് (Incoming solar radition or Insolation).

ഭൂമിക്ക് ഗോളസമാനാകൃതിയായതിനാൽ അന്തരീക്ഷത്തിന്റെ മുകൾപ്പരപ്പിൽ സൂര്യരശ്മി ചരിഞ്ഞാണ് പതിക്കുന്നത്. സൗരോർജത്തിന്റെ ചെറിയ ഒരളവുമാത്രമെ ഭൗമോപരിതലത്തിലെത്തുന്നുള്ളൂ. സൗരോർജം ഓരോ മിനിട്ടിലും ഒരോ ചതുരശ്രസെന്റിമീറ്ററിലും ശരാശരി 1.94 കലോറി എന്ന നിരക്കിലാണ് അന്തരീക്ഷത്തിന്റെ മുകൾപ്പരപ്പിലെത്തുന്നത്. സൂര്യനും ഭൂമിയും തമ്മിലുള്ള അകലത്തിൽ വ്യത്യാസം വരുന്നതിനനുസരിച്ച് ഒരു വർഷത്തിൽ അന്തരീക്ഷത്തിന്റെ ഉപരിഭാഗത്ത് ലഭ്യമാകുന്ന സൗരോർജത്തിൽ ഏറ്റക്കുറച്ചിലുകൾ ഉണ്ടാകുന്നു. സൂര്യനുചുറ്റുമുള്ള ഭൂമിയുടെ പരിക്രമണവേളയിൽ ഒരു ദിനം ഭൂമി സൂര്യനിൽനിന്ന് ഏറ്റവും അകലത്തിലായിരിക്കും (152 ദശലക്ഷം കി.മീ. - ജൂലൈ 4). ഭൂമിയുടെ ഈ സ്ഥാനത്തെയാണ് സൂര്യോച്ചം (Aphelion) എന്നു വിളിക്കുന്നത്. ജനുവരി 3-ാം തീയതി ഭൂമി സൂര്യന് ഏറ്റവും അടുത്തായിരിക്കും സ്ഥിതിചെയ്യുന്നത്. ഭൂമിയുടെ ഈ സ്ഥാനത്തെ സൂര്യസമീപകം (Perihelion) എന്നു വിളിക്കുന്നു. ജൂലൈ 4-ന് ഭൗമോപരിതലത്തിൽ പതിക്കുന്ന സൗരോർജത്തിന്റെ അളവിനേക്കാൾ അൽപം കൂടുതലാണ് ജനുവരി 3-ന് ഉണ്ടാകുന്നത്. കരയുടെയും കടലിന്റെയും വിതരണവും അന്തരീക്ഷചംക്രമണവും ഈ വ്യത്യാസത്തെ മറയ്ക്കുന്നു. അതുകൊണ്ട് ഭൗമോപരിതലത്തിലെ ദൈനംദിന അന്തരീക്ഷസ്ഥിതിയിലുണ്ടാകുന്ന മാറ്റങ്ങൾക്ക് ഈ ഘടകങ്ങൾ വലിയതോതിൽ കാരണമാകാറില്ല.

ഭൗമോപരിതലത്തിലെ സൗരവികിരണത്തിന്റെ ഏറ്റക്കുറച്ചിലുകൾ (Variability of Insolation at the Surface of the Earth)

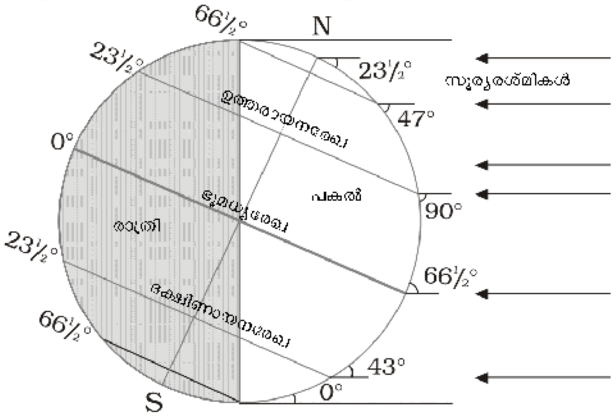
സ്ഥലകാല സമയഭേദങ്ങൾക്കനുസരിച്ച് ഭൗമവികിരണത്തിന്റെ അളവിലും തീവ്രതയിലും ഏറ്റക്കുറച്ചിലുകൾ ഉണ്ടാകാറുണ്ട്. സൗരവികിരണത്തിലെ ഈ ഏറ്റക്കുറച്ചിലുകൾക്ക് കാരണമാവുന്ന ഘടകങ്ങൾ താഴെ പറയുന്നവയാണ്: (1) സ്വന്തം അച്ചുതണ്ടിലുള്ള ഭൂമിയുടെ ഭ്രമണം, (2) സൂര്യരശ്മികളുടെ പതനകോൺ, (3) ദിവസത്തിന്റെ ദൈർഘ്യം, (4) അന്തരീക്ഷത്തിന്റെ സുതാര്യത, (5) ഭൂപ്രദേശത്തിന്റെ ഘടനയും ചരിവിന്റെ ദിശയും. അവസാനത്തെ രണ്ടു ഘടകങ്ങൾ സൗരവികിരണത്തിന്റെ ഏറ്റക്കുറച്ചിലുകൾക്ക് ചെറിയതോതിൽ മാത്രമെ കാരണമാകുന്നുള്ളൂ.

സൂര്യനുചുറ്റുമുള്ള ഭൂമിയുടെ ഭ്രമണപഥത്തിലുള്ള $66^1/_2$ ഡിഗ്രി ചരിവാണ് വിവിധ അക്ഷാംശങ്ങളിൽ പതിക്കുന്ന സൗരവികിരണത്തിന്റെ അളവിനെ വളരെയേറെ സ്വാധീനിക്കുന്നത്. വിവിധ അക്ഷാംശങ്ങളിലെ വിഷുവങ്ങളിലുള്ള പകലിന്റെ ദൈർഘ്യത്തിന്റെ വ്യതിയാനം പട്ടിക 9.1-ൽ നൽകിയിട്ടുള്ളത് ശ്രദ്ധിക്കൂ.

പട്ടിക 9.1 : ഉത്തരാർധഗോളത്തിലെ വസന്ത-ശരത് വിഷുവങ്ങളിലെ പകലിന്റെ ദൈർഘ്യം മണിക്കൂറിലും മിനിറ്റിലും

അക്ഷാംശം	0°	20°	40°	60°	90°
ഡിസംബർ 22	12 മണിക്കൂർ	10 മണിക്കൂർ 48 മിനിറ്റ്	9 മണിക്കൂർ 8 മിനിറ്റ്	5 മണിക്കൂർ 33 മിനിറ്റ്	0
ജൂൺ 21	12 മണിക്കൂർ	13 മണിക്കൂർ 12 മിനിറ്റ്	14 മണിക്കൂർ 52 മിനിറ്റ്	18 മണിക്കൂർ 27 മിനിറ്റ്	6 മാസം

ഭൂമിയിലെ സൗരവികിരണത്തിന്റെ അളവിനെ സ്വാധീനിക്കുന്ന പ്രധാന ഘടകമാണ് സൂര്യരശ്മികളുടെ പതനകോൺ. ഇത് ഒരു സ്ഥലത്തിന്റെ അക്ഷാംശത്തെ ആശ്രയിച്ചിരിക്കുന്നു. അക്ഷാംശം കൂടുന്നതിനനുസരിച്ച് സൂര്യരശ്മികൾ ഭൂമിയിൽ പതിക്കുന്നതിന്റെ കോണളവ് കുറഞ്ഞിരിക്കും. അതായത്, സൂര്യരശ്മികളുടെ ചരിവ് കൂടിയിരിക്കും. ചരിഞ്ഞുപതിക്കുന്ന രശ്മികൾ ലംബതലത്തിൽ പതിക്കുന്ന രശ്മികളേക്കാൾ കൂടുതൽ സ്ഥലത്ത് പതിക്കുന്നു. കൂടുതൽ സ്ഥലത്ത് പതിക്കുമ്പോൾ ഊർജം കൂടുതൽ പ്രദേശത്തേക്ക് പ്രസരിക്കുകയും ഒരു യൂണിറ്റ് പ്രദേശത്ത് ലഭിക്കുന്ന ഊർജത്തിന്റെ തോത് കുറയുകയും ചെയ്യും. മാത്രവുമല്ല ചരിഞ്ഞുപതിക്കുന്ന സൂര്യരശ്മികൾക്ക് അന്തരീക്ഷത്തിലൂടെ കൂടുതൽ ദൂരം സഞ്ചരിക്കേണ്ടിവരുന്നതിനാൽ കൂടുതൽ ഊർജം ആഗിരണം ചെയ്യപ്പെടുന്നതിനും ചിതറിപ്പോകുന്നതിനും വ്യാപിക്കുന്നതിനും കാരണമാകുന്നു.



ചിത്രം 9.1 : ശരത് വിഷുവം (Summer Solstice)

അന്തരീക്ഷത്തിലൂടെയുള്ള സൗരവികിരണം (The Passage of Solar Radiation through the Atmosphere)

അന്തരീക്ഷം ഹ്രസ്വതരംഗരൂപത്തിലുള്ള സൗരവികിരണങ്ങൾക്ക് സുതാര്യമാണ്. ഈ സൗരവികിരണം ഭൗമോപരിതലത്തിലെത്തുന്നതിന് മുമ്പ് അന്തരീക്ഷത്തിലൂടെ കടന്നുവരികയും ട്രോപ്പോസ്ഫിയറിൽ എത്തുമ്പോൾ അവിടെയുള്ള ജലബാഷ്പവും ഓസോണും മറ്റു വാതകങ്ങളും ഇൻഫ്രാറെഡിനോടടുത്ത് തരംഗദൈർഘ്യമുള്ള ഒട്ടുമിക്ക കിരണങ്ങളെയും ആഗിരണം ചെയ്യുകയും ചെയ്യുന്നു.

ട്രോപ്പോസ്ഫിയറിൽ തങ്ങിനിൽക്കുന്ന അതിസൂക്ഷ്മകണങ്ങൾ ദൃശ്യവർണരാജിയെ (Visible spectrum) ശൂന്യാകാശത്തിലേക്കും ഭൗമോപരിതലത്തിലേക്കും ചിതറിക്കുന്നു. ഇത്തരത്തിൽ അന്തരീക്ഷത്തിൽ വച്ച് പ്രകാശം ചിതറുന്നതിനാലാണ് ഉദയസൂര്യന് ചുവന്നനിറവും ആകാശത്തിന് നീലനിറവും കൈവരുന്നത്.

ഭൗമോപരിതലത്തിലെ സൗരവികിരണത്തിന്റെ സ്ഥാനീയവിതരണം (Spatial Distribution of Insolation at the Earth's Surface)

ഭൂമിയുടെ ഉപരിതലത്തിൽ പതിക്കുന്ന സൗരവികിരണത്തിന്റെ തോത് സ്ഥാനീയമായി വ്യത്യാസപ്പെട്ടിരിക്കുന്നു. ഇത് ഉഷ്ണമേഖലാപ്രദേശങ്ങളിൽ ചതുരശ്രമീറ്ററിന് 320 വാട്ടും ധ്രുവപ്രദേശങ്ങളിൽ ചതുരശ്രമീറ്ററിന് 70 വാട്ടുമാണ്. മേഘങ്ങൾ തീരെക്കുറവായ ഉപോഷ്ണമേഖലാപ്രദേശത്തെ മരുഭൂമിയിലാണ് പരമാവധി സൗരവികിരണം പതിക്കുന്നത്. ഉഷ്ണമേഖലാപ്രദേശത്തു ലഭിക്കുന്നത്ര സൗരോർജം ഭൂമധ്യരേഖാപ്രദേശത്ത് ലഭിക്കുന്നില്ല. സാധാരണയായി ഒരേ അക്ഷാംശങ്ങളിൽ സ്ഥിതിചെയ്യുന്ന സമുദ്രത്തേക്കാൾ വൻകരകളിലാണ് കൂടുതൽ സൗരവികിരണം ലഭിക്കുന്നത്. മധ്യഅക്ഷാംശപ്രദേശങ്ങളിലും ഉയർന്ന അക്ഷാംശപ്രദേശങ്ങളിലും വേനൽക്കാലത്ത് ലഭിക്കുന്നത്ര സൗരവികിരണം ശൈത്യകാലത്ത് ലഭിക്കുന്നില്ല.

അന്തരീക്ഷത്തിന്റെ ചൂടാകലും തണുക്കലും (Heating and Cooling of Atmosphere)

അന്തരീക്ഷം പലവിധത്തിൽ ചൂടാവുകയും തണുക്കുകയും ചെയ്യുന്നു. സൗരവികിരണത്താൽ ചൂടുപിടിച്ച ഭൂമിയിൽനിന്നും ദീർഘതരംഗരൂപത്തിൽ താപം ഭൂമിയുടെ ഉപരിതലത്തോട് ചേർന്നുനിൽക്കുന്ന അടുത്ത പാളിയിലേക്ക് കടത്തിവിടുന്നു. താപസംനയനം (conduction), സംവഹനം (convection), അഭിവഹനം (advection) എന്നീ പ്രക്രിയകൾ വഴിയാണ് അന്തരീക്ഷം ചൂടാവുകയും തണുക്കുകയും ചെയ്യുന്നത്.

സംനയനം (Conduction): കരയുമായി സമ്പർക്കത്തിലുള്ള വായു സാവധാനം ചൂടുപിടിക്കുന്നു. ചൂടുപിടിച്ച താഴത്തെ പാളിയിലെ വായുവുമായി സമ്പർക്കത്തിലുള്ള മുകളിലത്തെ പാളിയും ചൂടുപിടിക്കുന്നു. ഈ പ്രക്രിയയെ സംനയനം എന്നു വിളിക്കുന്നു. വ്യത്യസ്ത ഊഷ്മാവുള്ള രണ്ടു വസ്തുക്കൾ സമ്പർക്കത്തിലാവുമ്പോൾ ചൂടുള്ളതിൽനിന്ന് തണുത്ത വസ്തുവിലേക്ക് ഊർജം പ്രവഹിക്കുമ്പോഴാണ് സംനയനം സാധ്യമാകുന്നത്. രണ്ടു വസ്തുക്കളുടെയും ഊഷ്മാവ് ഒരുപോലെയാകുംവരെയോ, വസ്തുക്കൾ തമ്മിലുള്ള ബന്ധം വിഛേദിക്കപ്പെടുന്നതുവരെയോ ഈ താപകൈമാറ്റം തുടരുന്നു. അന്തരീക്ഷത്തിന്റെ താഴത്തെ പാളി ചൂടുപിടിക്കുന്നത് പ്രധാനമായും സംനയനപ്രക്രിയയിലൂടെയാണ്.

സംവഹനം (Convection): ഭൂമിയുമായി സമ്പർക്കത്തിലുള്ള വായു ചൂടുപിടിച്ച് വായുപ്രവാഹമായി കുത്തനെ മുകളിലോട്ടുയരുന്നതോടൊപ്പം അന്തരീക്ഷത്തിലെ താപവും മുകളിലോട്ടുയരുന്നു. ഇത്തരത്തിൽ താപം കൈമാറ്റം ചെയ്യുന്ന പ്രക്രിയയെയാണ് സംവഹനം എന്നറിയപ്പെടുന്നത്. സംവഹനപ്രക്രിയ വഴിയുള്ള താപകൈമാറ്റം ട്രോപ്പോസ്ഫിയറിൽ മാത്രമാണ് നടക്കുന്നത്.

അഭിവഹനം (Advection): തിരശ്ചീനതലത്തിലുള്ള വായുവിന്റെ ചലനത്തിലൂടെ താപം കൈമാറ്റം ചെയ്യപ്പെടുന്ന പ്രക്രിയയെയാണ് അഭിവഹനം എന്നു വിളിക്കുന്നത്. വായുവിന്റെ ലംബചലനത്തേക്കാൾ താരതമ്യേന പ്രധാനപ്പെട്ടതാണ് തിരശ്ചീനചലനം. മധ്യ അക്ഷാംശപ്രദേശങ്ങളിലെ ദൈനംദിന കാലാവസ്ഥയിൽ രാത്രിയും പകലുമുള്ള താപവ്യത്യാസത്തിനു കാരണമാകുന്നത് അഭിവഹനമാണ്. ഉഷ്ണമേഖലാ പ്രദേശങ്ങളിൽ പ്രത്യേകിച്ചും വടക്കേ ഇന്ത്യയിൽ വേനൽക്കാലത്ത് വീശുന്ന പ്രാദേശിക കാറ്റായ 'ലൂ' (Loo) ഉണ്ടാകുന്നത് ഈ പ്രക്രിയയിലൂടെയാണ്.

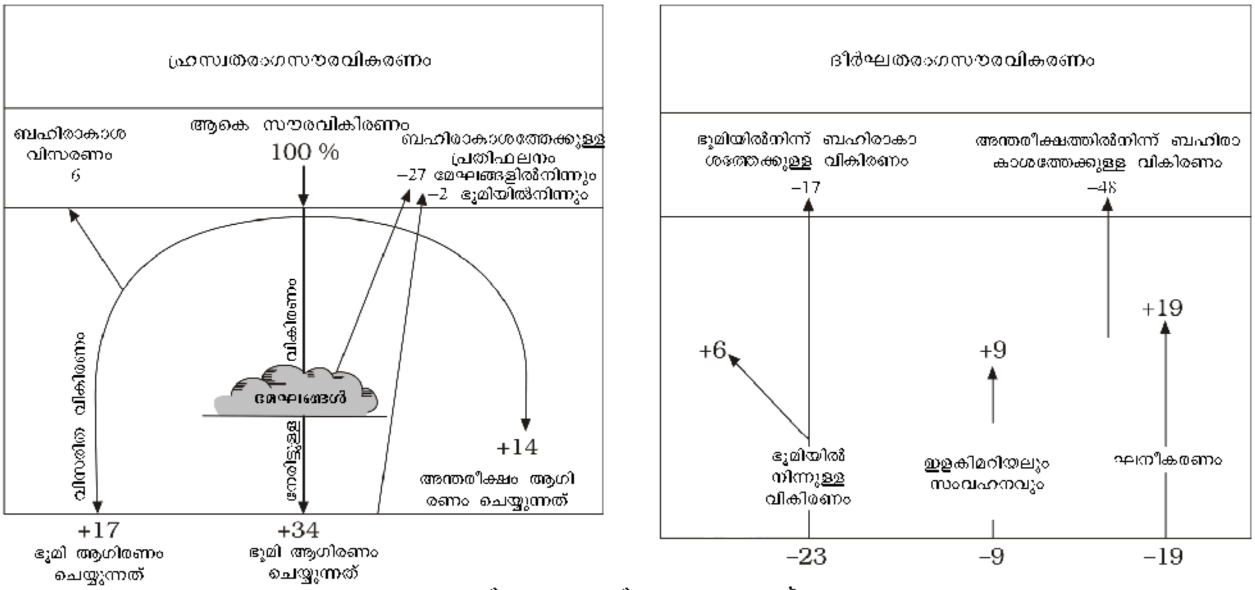
ഭൗമവികിരണം (Terrestrial Radiation)

സൂര്യനിൽനിന്നുള്ള ഹ്രസ്വതരംഗവികിരണം ഭൗമോപരിതലത്തെ ചൂടുപിടിപ്പിക്കുന്നു. ചൂടുപിടിച്ച ഭൂമിയിൽനിന്നും ദീർഘതരംഗരൂപത്തിൽ താപം അന്തരീക്ഷത്തിലേക്ക് വ്യാപിക്കുന്നു. ഈ ഊർജം അന്തരീക്ഷത്തെ താഴെനിന്നും മുകളിലേക്ക് ചൂടുപിടിപ്പിക്കുന്നു. ഈ പ്രക്രിയയെ ഭൗമവികിരണം എന്നു വിളിക്കുന്നു.

അന്തരീക്ഷത്തിലെ വാതകങ്ങൾ, പ്രത്യേകിച്ച്, കാർബൺ ഡൈ ഓക്സൈഡും ഹരിതഗൃഹവാതങ്ങളും ദീർഘതരംഗരൂപത്തിലുള്ള ഭൗമവികിരണത്തെ ആഗിരണം ചെയ്യുന്നു. തന്മൂലം ഭൗമവികിരണംവഴി അന്തരീക്ഷം പരോക്ഷമായി ചൂടുപിടിക്കുന്നു. ചൂടുപിടിച്ച അന്തരീക്ഷം താപത്തെ തിരികെ ശൂന്യാകാശത്തേക്ക് പ്രസരിപ്പിക്കുന്നു. സൂര്യനിൽനിന്ന് ഭൂമി സ്വീകരിച്ച താപം തിരികെ ശൂന്യാകാശത്തേക്ക് പ്രക്ഷേപിക്കപ്പെടുന്നതുമൂലമാണ് ഭൗമോപരിതലത്തിലും അന്തരീക്ഷത്തിലും സ്ഥായിയായ താപനില കാത്തുസൂക്ഷിക്കപ്പെടുന്നത്.

ഭൂമിയുടെ താപബജറ്റ് (Heat Budget of the Planet Earth)

ഭൂമിയുടെ താപബജറ്റാണ് ചിത്രം 9.2-ൽ കാണിച്ചിരിക്കുന്നത്. ഭൂമിയിൽ താപം അമിതമായി കുമിഞ്ഞുകൂടുകയോ നഷ്ടമാവുകയോ ചെയ്യുന്നില്ല. ഭൂമി താപം ക്രമമായി നിലനിർത്തുന്നു. സൗരവികിരണത്തിന്റെ രൂപത്തിൽ ഭൂമിയിലെത്തുന്ന താപവും ഭൗമവികിര



ചിത്രം 9.2 : ഭൂമിയുടെ താപബജറ്റ്

ണത്തിന്റെ ഫലമായി നഷ്ടമാകുന്ന താപവും തുല്യമാകുമ്പോഴാണ് ഇത് സംഭവിക്കുന്നത്.

സൂര്യനിൽനിന്നും അന്തരീക്ഷത്തിന്റെ ഉപരിതലത്തിൽ പതിക്കുന്ന സൗരവികിരണം 100 ശതമാനമാണെന്ന് സങ്കൽപിക്കുക. അന്തരീക്ഷത്തിലൂടെ കടന്നുപോകുമ്പോൾ സൗരോർജത്തിന്റെ കുറച്ചുഭാഗം പ്രതിഫലിപ്പിക്കപ്പെടുകയും, ചിതറിപ്പോവുകയും ആഗിരണം ചെയ്യപ്പെടുകയും ചെയ്യുന്നു. ബാക്കിവരുന്ന ഭാഗം മാത്രമാണ് ഭൗമോപരിതലത്തിലെത്തുന്നത്. ഏതാണ്ട് 35 യൂണിറ്റ് താപം ഭൂമിയുടെ ഉപരിതലത്തിൽ എത്തുന്നതിന് മുമ്പുതന്നെ പ്രതിഫലിച്ച് ശൂന്യാകാശത്തേക്കുതന്നെ തിരിച്ചുപോകുന്നു. ഇതിൽ 27 യൂണിറ്റ് മേഘങ്ങളുടെ മുകൾ ഭാഗത്തുനിന്നുതന്നെയും, 2 യൂണിറ്റ് മൂടൽമഞ്ഞിലും ഭൂമിയിലെ ഹിമപാളികളിൽനിന്നുമാണ് പ്രതിഫലിച്ച് തിരിച്ചുപോകുന്നത്. ഇത്തരത്തിൽ പ്രതിഫലിച്ചുപോകുന്ന വികിരണത്തിന്റെ തോതിനെയാണ് ഭൂമിയുടെ പ്രതിഫലനത്വം (Albedo of the Earth) എന്നു വിളിക്കുന്നത്.

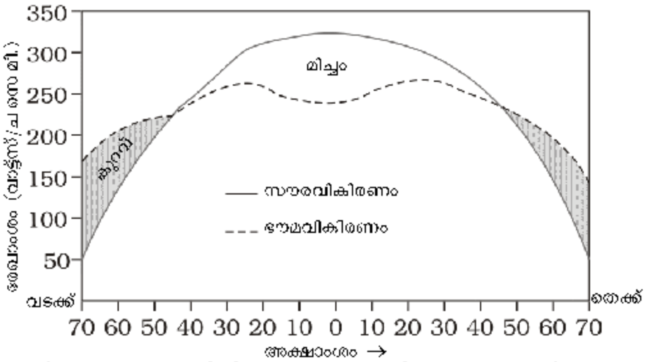
ബാക്കിവരുന്ന 65 യൂണിറ്റിൽ 14 യൂണിറ്റ് താപം അന്തരീക്ഷവും 51 യൂണിറ്റ് ഭൂമിയുടെ ഉപരിതലവും ആഗിരണം ചെയ്യുന്നു. ഭൗമവികിരണത്തിലൂടെ 51 യൂണിറ്റ് താപം ഭൂമിയിൽനിന്നും തിരിച്ചയയ്ക്കുന്നു. ഇതിൽ 17 യൂണിറ്റ് ഊർജം നേരിട്ട് ശൂന്യാകാശത്തിലെത്തുമ്പോൾ ബാക്കി 34 യൂണിറ്റ് അന്തരീക്ഷം ആഗിരണം ചെയ്യുന്നു. [6 യൂണിറ്റ് അന്തരീക്ഷം നേരിട്ട് ആഗിരണം ചെയ്യുന്നു, 9 യൂണിറ്റ് സംവഹനത്തിലൂടെയും വായുവിന്റെ ഇളകിമറിയലിലൂടെയും (Turbulence) 19 യൂണിറ്റ് ഘനീകരണ ലീനതാപത്തിലൂടെയും] അന്തരീക്ഷം ആഗിരണം ചെയ്ത 48 യൂണിറ്റ് (14 യൂണിറ്റ് താപം സൗരവികിരണത്തിലൂടെയും +34 യൂണിറ്റ് ഭൗമവികിരണത്തിലൂടെയും) ശൂന്യാകാശത്തേക്ക് തിരിച്ചയയ്ക്കുന്നു. തന്മൂലം ഭൂമിയിൽനിന്നും അന്തരീക്ഷത്തിൽനിന്നും യഥാക്രമം 17 + 48 = 65 യൂണിറ്റും സൂര്യനിൽനിന്നും സ്വീകരിക്കുന്ന 65 യൂണിറ്റും തുല്യമാവുന്നു. ഇതിനെയാണ് താപബജറ്റ് അല്ലെങ്കിൽ ഭൂമിയുടെ താപസന്തുലനം (Heat budget or Heat balance of the Earth) എന്നു പറയുന്നത്.

വൻതോതിൽ താപകൈമാറ്റം നടന്നിട്ടും എന്തുകൊണ്ടാണ് ഭൂമി കൂടുതൽ ചൂടുപിടിക്കാതെയോ തണുക്കാതെയോ നിലനിൽക്കുന്നതെന്ന് ഇപ്പോൾ മനസ്സിലായില്ലേ?

ഭൗമോപരിതലത്തിലെ അറ്റതാപബജറ്റിൽ ഉണ്ടാകുന്ന വ്യതിയാനങ്ങൾ (Variation in the Net Heat Budget at the Earth's Surface)

മുമ്പ് വിശദീകരിച്ചതുപോലെ ഭൂമിയുടെ ഉപരിതലത്തിൽ സ്വീകരിക്കപ്പെടുന്ന ഊർജത്തിന്റെ അളവ് എല്ലായിടത്തും ഒരുപോലെയല്ല. ചില ഭാഗങ്ങളിൽ അത് കൂടുതലും മറ്റുചില ഭാഗങ്ങളിൽ കുറവുമായിരിക്കും. ആയതിനാൽ ഒരുവശത്ത് താപമിച്ചവും മറുവശത്ത് താപകമ്മിയും അനുഭവപ്പെടുന്നു.

ഭൂമിയുടെ അറ്റവികിരണസന്തുലനത്തിലെ (Net radiation balance) അക്ഷാംശീയമായ വ്യതിയാനങ്ങളെയാണ് ചിത്രം 9.3-ൽ സൂചിപ്പിച്ചിരിക്കുന്നത്. 40° വടക്കും തെക്കും അക്ഷാംശങ്ങൾക്കിടയിൽ സൗരവികിരണത്തിൽ മിച്ചവും (Surplus) ധ്രുവപ്രദേശങ്ങളിൽ കമ്മിയുമാണ് (Deficit) അനുഭവപ്പെടുന്നത്. ഉഷ്ണമേഖലാപ്രദേശത്തുനിന്നും മിച്ചമുള്ള താപോർജം ധ്രുവപ്രദേശങ്ങളിലേക്ക് പുനർവിതരണം ചെയ്യപ്പെടുന്നതിനാൽ ഉഷ്ണമേഖലാപ്രദേശങ്ങൾ അത്യുഷ്ണത്താൽ ചുട്ടുപൊള്ളാതെയും ധ്രുവപ്രദേശങ്ങൾ അമിത താപനഷ്ടത്താൽ സ്ഥിരമായി തണുത്തുറയാതെയും നിൽക്കുന്നു.



ചിത്രം 9.3 : അറ്റവികിരണസന്തുലനത്തിലെ അക്ഷാംശീയ വ്യതിയാനം

ഊഷ്മാവ് (Temperature)

സൗരവികിരണം ഭൗമോപരിതത്തിലും അന്തരീക്ഷത്തിലും പ്രതിപ്രവർത്തിച്ച് താപം രൂപപ്പെടുന്നു. ഊഷ്മാവിന്റെ അടിസ്ഥാനത്തിൽ ഇത് കണക്കാക്കുന്നു. ഒരു വസ്തുവിന്റെ ചൂട് ആ വസ്തുവിലെ തന്മാത്രകളുടെ ചലനം അടിസ്ഥാനമാക്കിയാണ്. താപം അളക്കുന്നത് ഒരു വസ്തുവോ സ്ഥലമോ എത്ര ഡിഗ്രിയിൽ ചൂടാകുന്നു, തണുക്കുന്നു എന്നതിനെ അടിസ്ഥാനമാക്കിയാണ്.

താപവിതരണത്തെ സ്വാധീനിക്കുന്ന ഘടകങ്ങൾ (Factors Controlling Temperature Distribution)

ഏതൊരു പ്രദേശത്തെയും വായുവിന്റെ ഊഷ്മാവിനെ സ്വാധീനിക്കുന്ന ഘടകങ്ങളാണ് (i) ഒരു സ്ഥലത്തിന്റെ അക്ഷാംശം, (ii) ഒരു സ്ഥലത്തിന്റെ ഉയരം, (iii) സമുദ്രത്തിൽനിന്നുള്ള അകലവും വായു സഞ്ചയചംക്രമണവും, (iv) ഉഷ്ണശീത സമുദ്രജലപ്രവാഹങ്ങളുടെ സാന്നിധ്യം, (v) പ്രാദേശിക കാരണങ്ങൾ.

അക്ഷാംശം (Latitude)

ഒരു സ്ഥലത്തിന്റെ ഊഷ്മാവ് അവിടെ ലഭിക്കുന്ന സൗരവികിരണത്തിന്റെ അളവിനെ ആശ്രയിച്ചിരി

ക്കുന്നു. ഭൂമധ്യരേഖാപ്രദേശത്തുനിന്നും ധ്രുവത്തിലേക്ക് പോകുന്തോറും സൗരവികിരണത്തിന്റെ അളവ് കുറയുന്നു. തന്മൂലം ഓരോ അക്ഷാംശങ്ങളിലുമുള്ള ഊഷ്മാവിന്റെ അളവിലും വ്യത്യാസം വരുന്നു.

ഉന്നതി (Altitude)

ഭൗമോപരിതലത്തിൽനിന്നുള്ള വികിരണമാണ് (Terrestrial radiation) അന്തരീക്ഷത്തെ താഴെനിന്നും മുകളിലോട്ട് ചൂടുപിടിപ്പിക്കുന്നത്. ആയതിനാൽ സമുദ്രനിരപ്പിനോട് ചേർന്നുകിടക്കുന്ന സ്ഥലങ്ങളിൽ ഉയർന്ന ഊഷ്മാവും സമുദ്രനിരപ്പിൽനിന്നും ഉയർന്ന പ്രദേശങ്ങളിൽ ഊഷ്മാവ് കുറവുമായിരിക്കും. അതായത്, സാധാരണയായി ഊഷ്മാവ് ഉയരം കൂടുംതോറും കുറഞ്ഞുവരുന്നു. അന്തരീക്ഷത്തിൽ ഉയരംകൂടുംതോറും താപനില കുറഞ്ഞുവരുന്ന തോതിനെയാണ് ക്രമമായ താപനഷ്ടനിരക്ക് (Normal lapse rate) എന്നറിയപ്പെടുന്നത്. ഇത് ഓരോ ആയിരം മീറ്ററിനും 6.5° സെൽഷ്യസ് എന്ന നിരക്കിലാണ്.

കടലിൽനിന്നുള്ള ദൂരം (Distance from the sea)

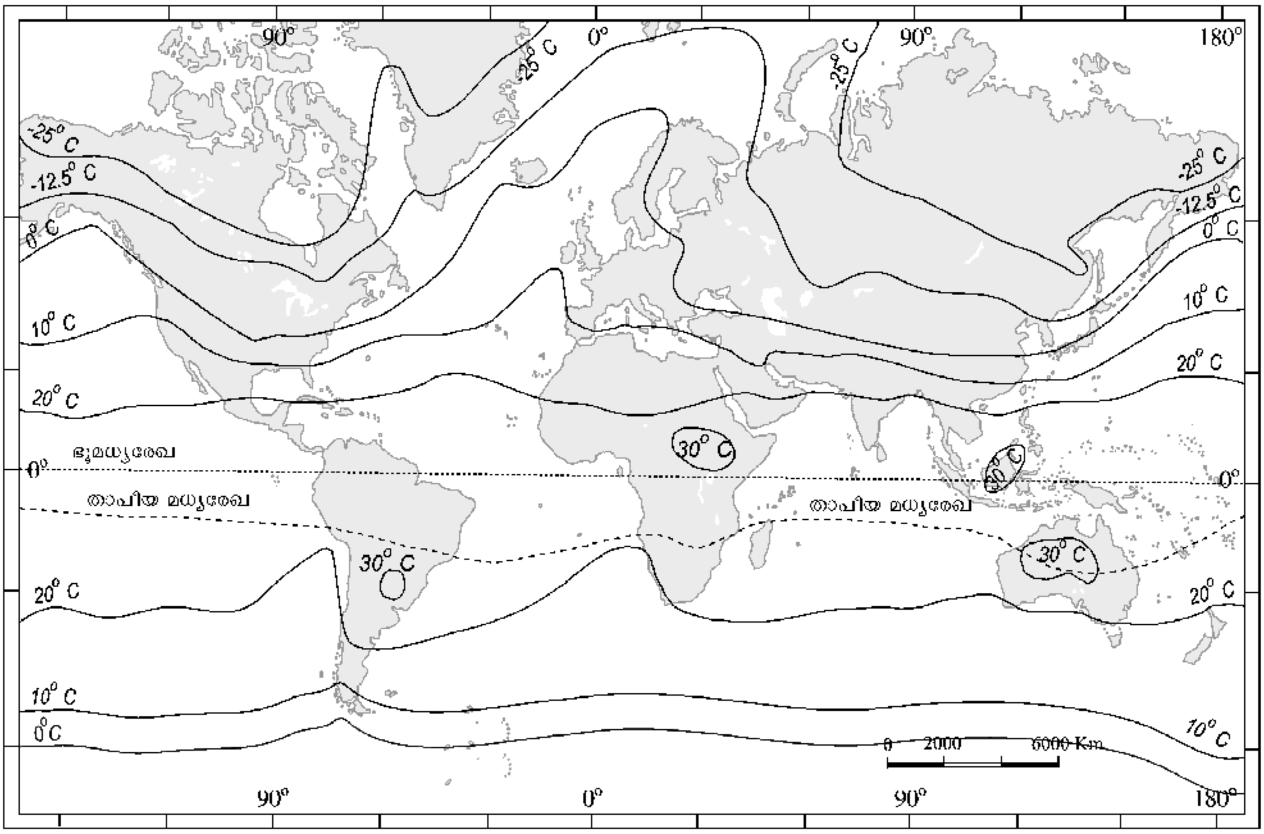
ഒരു സ്ഥലത്തിന്റെ താപനിലയെ സ്വാധീനിക്കുന്ന മറ്റൊരു ഘടകമാണ് കടലിൽനിന്നുള്ള ദൂരം. കരയെ അപേക്ഷിച്ച് കടൽ സാവധാനം ചൂടുപിടിക്കുകയും സാവധാനം ചൂട് നഷ്ടമാവുകയും ചെയ്യുന്നു. അതേസമയം കര പെട്ടെന്ന് ചൂടുപിടിക്കുകയും തണുക്കുകയും ചെയ്യുന്നു. ആയതിനാൽ കരയെ അപേക്ഷിച്ച് കടലിൽ താപവ്യതിയാനങ്ങൾ കുറവാണ്. കടലിനു സമീപത്തുള്ള പ്രദേശങ്ങളിൽ കടൽക്കാറ്റും കരക്കാറ്റും മൂലം മിതമായ ഊഷ്മാവ് നിലനിൽക്കുകയും ചെയ്യുന്നു.

വായുസഞ്ചയങ്ങളും ജലപ്രവാഹങ്ങളും (Air masses and ocean currents)

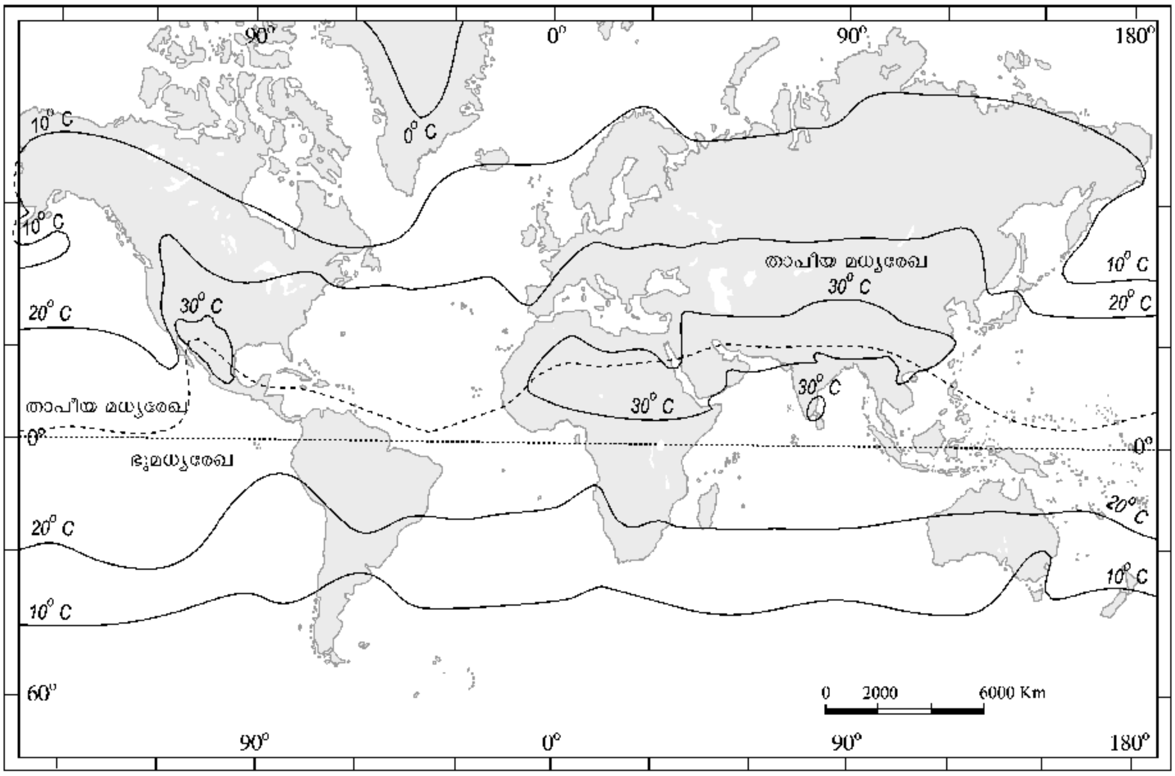
കടൽക്കാറ്റും കരക്കാറ്റുംപോലെ വായുസഞ്ചയങ്ങളും (Airmass) ഒരു പ്രദേശത്തെ താപനിലയെ സ്വാധീനിക്കുന്നുണ്ട്. ചൂടുള്ള വായുസഞ്ചയങ്ങൾ (Warm airmasses) ഉള്ള പ്രദേശങ്ങളിൽ കൂടുതൽ ചൂടും തണുപ്പുള്ള വായുസഞ്ചയങ്ങൾ ഉള്ള പ്രദേശങ്ങളിൽ കുറഞ്ഞ ചൂടും അനുഭവപ്പെടുന്നു. അതുപോലെ ഉഷ്ണജലപ്രവാഹങ്ങളുള്ള സമുദ്രത്തോടടുത്ത സ്ഥലങ്ങളിൽ താപനില കൂടിയിരിക്കും. ശീതജലപ്രവാഹം കടന്നുപോകുന്ന സമുദ്രതീരങ്ങളിൽ താപനില വളരെ കുറഞ്ഞിരിക്കും.

താപവിതരണം

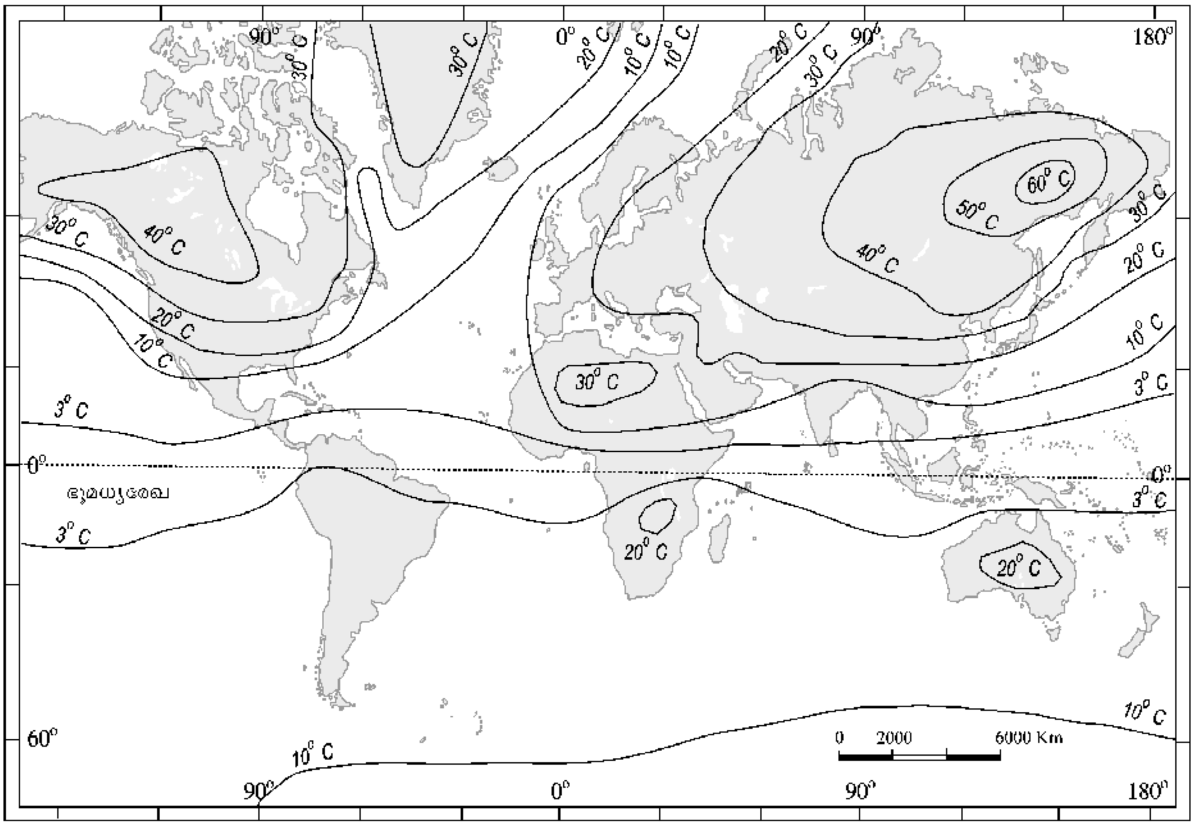
ജനുവരി, ജൂലൈ മാസങ്ങളിലെ താപവിതരണത്തെക്കുറിച്ചുള്ള പഠനംവഴി ആഗോളതാപവിതരണം വ്യക്തമായി മനസ്സിലാക്കാൻ കഴിയും. താപവിതരണം ഭൂപടത്തിൽ രേഖപ്പെടുത്തുന്നത് സമതാപരേഖ



ചിത്രം 9.4 (a) : ജനുവരിമാസത്തിലെ ഉപരിതല ഊഷ്മാവിന്റെ വിതരണം



ചിത്രം 9.4 (b) : ജൂലൈ മാസത്തിലെ ഭൗമോപരിതല ഊഷ്മാവിന്റെ വിതരണം



ചിത്രം 9.5 : ജനുവരി, ജൂലൈ മാസങ്ങൾക്കിടയിലെ താപാന്തരം

(Isotherm) കളുടെ സഹായത്താലാണ്. തുല്യതാപനില യുള്ള സ്ഥലങ്ങളെ കൂട്ടിയോജിപ്പിക്കുന്ന സാങ്കൽപിക രേഖകളാണ് സമതാപരേഖകൾ. ജനുവരി, ജൂലൈ മാസങ്ങളിലെ ഉപരിതല ഊഷ്മാവിന്റെ വിതരണമാണ് ചിത്രം 9.4 (a) യിലും (b) യിലും കാണിച്ചിരിക്കുന്നത്.

സമതാപരേഖകൾ പൊതുവെ അക്ഷാംശങ്ങൾക്ക് സമാന്തരമായതിനാൽ അക്ഷാംശരേഖകൾക്ക് താപ വിതരണത്തിലുള്ള സ്വാധീനം ഈ ഭൂപടത്തിൽ വ്യക്ത മാണ്. ഈ പൊതുപ്രവണത ജനുവരി മാസത്തിലേ തിനെക്കാൾ ജൂലൈ മാസത്തിലാണ് കുടുതൽ വ്യക്ത മാകുന്നത്. പ്രത്യേകിച്ചും ഉത്തരാർധഗോളത്തിൽ. ഉത്തരാർധഗോളത്തിൽ കരയുടെ വിസ്തൃതി ദക്ഷി ണാർധ ഗോളത്തിലേതിനേക്കാൾ വളരെ കൂടുതലാണ്. അതുകൊണ്ടുതന്നെ ഉത്തരാർധഗോളത്തിൽ കരയു ടെയും സമുദ്രജലപ്രവാഹങ്ങളുടെയും സ്വാധീനം ഏറെയാണ്. ജനുവരി മാസത്തിൽ സമതാപരേഖകൾ സമുദ്രത്തിനുമുകളിൽ വടക്കോട്ടും വൻകരയുടെ മുക ളിൽ തെക്കോട്ടും വ്യതിചലിക്കുന്നു. ഈ പ്രവണത ഉത്തര അറ്റ്ലാന്റിക് സമുദ്രത്തിൽ കാണുവാൻ കഴിയും. ഉഷ്ണജലപ്രവാഹത്തിന്റെ സാന്നിധ്യവും ഗൾഫ്സ്ട്രീമും ഉത്തര അറ്റ്ലാന്റിക് പ്രവാഹവും ഉത്തര അറ്റ്ലാന്റിക് സമുദ്രത്തെ ചൂടുപിടിപ്പിക്കുകയും സമതാപരേഖയെ വടക്കോട്ട് വളയുന്നതായി കാണ പ്പെടുന്നു. കരയിൽ ഊഷ്മാവ് പെട്ടെന്ന് കുറയുന്ന തിനാൽ സമതാപരേഖകൾ യൂറോപ്പിൽ തെക്കുഭാഗ ത്തേക്ക് വളയുകയും ചെയ്യുന്നു.

മേൽസൂചിപ്പിച്ച പ്രവണത സൈബീരിയൻ സമത ലത്തിൽ വളരെ വ്യക്തമാണ്. 60° കിഴക്കുരേഖാംശ ത്തിൽ 80° വടക്കും 50° വടക്കും അക്ഷാംശങ്ങളിൽ ജനുവരി മാസത്തിൽ ശരാശരി ഊഷ്മാവ് -20° സെൽഷ്യസാണ്. ഇക്കാലയളവിൽ മധ്യരേഖാസമുദ്ര ങ്ങൾക്ക് മുകളിൽ 27° സെൽഷ്യസും ഉഷ്ണമേഖല യിൽ 24° സെൽഷ്യസുമായിരിക്കും. എന്നാൽ മധ്യ അക്ഷാംശങ്ങളിൽ 2° സെൽഷ്യസ് മുതൽ 0° സെൽഷ്യസ്വരെയും യൂറോപ്യൻ വൻകരകളുടെ ഉൾഭാഗങ്ങളിൽ ശരാശരി ഊഷ്മാവ് 18° സെൽഷ്യസ് മുതൽ 48° സെൽഷ്യസ് വരെയുമായിരിക്കും.

ദക്ഷിണാർധഗോളത്തിൽ സമുദ്രത്തിന്റെ സ്വാധീനം വളരെ വ്യക്തമാണ്. ഇവിടെ സമതാപരേഖകൾ അക്ഷാംശരേഖയ്ക്ക് ഏതാണ്ട് സമാന്തരമാണ്. ഉത്ത രാർധഗോളത്തെ അപേക്ഷിച്ച് ദക്ഷിണാർധഗോള ത്തിൽ താപവ്യതിയാനത്തിന്റെ നിരക്ക് താരതമ്യേന കുറവാണ്. 20° സെൽഷ്യസ്, 10° സെൽഷ്യസ്, 0° സെൽഷ്യസ് എന്നിവയുടെ സമതാപരേഖകൾ യഥാക്രമം 35° തെക്ക്, 45° തെക്ക്, 65° തെക്ക് എന്നീ അക്ഷാംശങ്ങൾക്ക് സമാന്തരമായി കടന്നുപോകുന്നു.

ജൂലൈ മാസത്തിൽ സമതാപരേഖകൾ അക്ഷാംശ രേഖയ്ക്ക് സമാന്തരമായാണ് കടന്നുപോകുന്നത്. ഭൂമ ധ്യരേഖാപ്രദേശത്തെ സമുദ്രഭാഗത്ത് 27° സെൽഷ്യ സിൽ കൂടുതൽ താപനിലയാണ് രേഖപ്പെടുത്തിയിട്ടു ള്ളത്. ഏഷ്യൻ ഭൂഖണ്ഡത്തിലെ ഉപോഷ്ണമേഖല യിലെ 30° വടക്ക് അക്ഷാംശത്തിന് സമാന്തരമായുള്ള കരഭാഗത്തിനുമുകളിൽ 30° സെൽഷ്യസ് താപനില അനുഭവപ്പെടുന്നു. 40° തെക്കുംവടക്കുമുള്ള അക്ഷാംശ ങ്ങളിലൂടെ 10° സെൽഷ്യസുള്ള സമതാപരേഖകളാണ് കടന്നുപോകുന്നത്.

ജനുവരി, ജൂലൈ മാസങ്ങളിലെ ഊഷ്മാവിലുള്ള അന്തരമാണ് ചിത്രം 9.5–ൽ കാണിച്ചിരിക്കുന്നത്. യുറേ ഷ്യൻ ഭൂഖണ്ഡത്തിന്റെ വടക്കുകിഴക്കൻ ഭാഗങ്ങളിൽ ഊഷ്മാവിന്റെ ഏറ്റവും ഉയർന്ന അന്തരമായ 60° സെൽഷ്യസാണുള്ളത്. ഭൂഖണ്ഡപരത (Contin-entality) മൂലമാണിത് സംഭവിക്കുന്നത്. 20° തെക്കും 15° വടക്കും അക്ഷാംശങ്ങൾക്കിടയിലാണ് ഊഷ്മാന്തരം ഏറ്റവും കുറവ് (3° സെൽഷ്യസ്) അനുഭവപ്പെടുന്നത്.

താപവിപര്യയം (Inversion of Temperature)

സാധാരണയായി, ഉയരം കൂടുന്നതിനനുസരിച്ച് ഊഷ്മാവ് കുറഞ്ഞുവരുന്നു. ഇതിനെ ക്രമമായ താപ നഷ്ടനിരക്ക് (Normal lapse rate) എന്നു പറയുന്നു. ചിലപ്പോൾ ഇതിനു നേരെ വിപരീതമായ അവസ്ഥയു മുണ്ടാകാം. ഇതിനെയാണ് താപവിപര്യയം (Inversion of temperature) എന്നു പറയുന്നത്. ഇവ സാധാരണ യായി സംഭവിക്കുന്നതാണെങ്കിലും ചുരുങ്ങിയ സമയ ത്തേക്കുമാത്രമേ അനുഭവപ്പെടാറുള്ളൂ. തെളിഞ്ഞ ആകാശവും നിശ്ചലമായ വായുവുമുള്ള ദീർഘമായ ശൈത്യകാല രാത്രികളാണ് താപവിപര്യയത്തിന് തികച്ചും യുക്തമായ സാഹചര്യം. പകൽസമയത്ത് ലഭിച്ച താപം ഭൂമി രാത്രികാലങ്ങളിൽ പ്രസരിപ്പി ക്കുന്നു. ഇതുമൂലം പുലർകാലമാകുമ്പോഴേക്കും തൊട്ടുമുകളിലുള്ള വായുവിനേക്കാൾ ഭൂമി തണുത്തി രിക്കും. ധ്രുവപ്രദേശങ്ങളിൽ താപവിപര്യയം വർഷ ത്തിലുടനീളം സാധാരണമാണ്.

ഉപരിതലതാപവിപര്യയം താഴ്ന്ന വിതാനങ്ങളിലെ അന്തരീക്ഷസ്ഥിരതയ്ക്കു കാരണമാകുന്നു. പുകയും പൊടിപടലങ്ങളും താപവിപര്യയം അനുഭവപ്പെടുന്ന ഭാഗത്തിനു തൊട്ടുതാഴെയായി തിരശ്ചീനതലത്തിൽ ഭൗമോപരിതലത്തിനോട് ചേർന്ന അന്തരീക്ഷത്തിൽ വ്യാപിക്കുന്നു. ശൈത്യകാലങ്ങളിലെ പ്രഭാതങ്ങളിൽ കനത്ത മൂടൽമഞ്ഞ് സർവസാധാരണമാണ്. സൂര്യൻ ഉദിച്ചുയർന്ന് ഭൂമിക്ക് ചൂടുപിടിക്കുന്നതുവരെയുള്ള ഏതാനും മണിക്കൂറുകൾ മാത്രമേ താപവിപര്യയം നിലനിൽക്കുന്നുള്ളൂ.

പർവതങ്ങളിലും കുന്നുകളിലും താപവിപര്യയം സംഭവിക്കുന്നത് വായു നിർഗമനത്തിലൂടെയാണ്. രാത്രികാലങ്ങളിൽ കുന്നിൻചരിവുകളിലും പർവതചരിവുകളിലും രൂപപ്പെടുന്ന തണുത്തവായു ഭൂഗുരുത്വം മൂലം താഴ്വരകളിലേക്ക് പ്രവഹിക്കുന്നു. ഭാരവും സാന്ദ്രതയും കൂടുതലായതുകാരണം ഈ തണുത്ത വായു താഴ്വരകളിലെ ചൂടുവായുവിനിടയിലായി കുമിഞ്ഞുകൂടുന്നു. ഇതിനെയാണ് വായുനിർഗമനം (Air drainage) എന്നു വിളിക്കുന്നത്. ഇത് വിളകളെ ഹിമപാതത്തിൽനിന്നും സംരക്ഷിക്കുന്നു.

- ഒരു വസ്തുവിന് ചൂടുകൂടുന്തോറും അതിൽനിന്നും വികിരണം ചെയ്യുന്ന ഊർജത്തിന്റെ അളവ് കൂടുതലും വികിരണത്തിലെ തരംഗദൈർഘ്യം കുറവുമായിരിക്കും എന്നാണ് പ്ലാങ്ക്നിയമം അനുശാസിക്കുന്നത്.
- ഒരു ഗ്രാം പദാർഥത്തിന്റെ ഊഷ്മാവ് ഒരു ഡിഗ്രി സെൽഷ്യസ് ഉയർത്തുന്നതിനാവശ്യമായ ഊർജത്തിന്റെ അളവാണ് നിർദിഷ്ട താപം (Specific heat).

ചോദ്യങ്ങൾ

1. ശരിയുത്തരം തെരഞ്ഞെടുത്തെഴുതുക.

(i) ജൂൺ 21-ന് ഉച്ചയ്ക്ക് സൂര്യൻ നേരെ തലയ്ക്ക് മുകളിൽ വരുന്നത്:

(a) ഭൂമധ്യരേഖയിൽ (c) 23.5° വടക്ക്
(b) 23.5° തെക്ക് (d) 66.5° വടക്ക്

(ii) താഴെക്കൊടുത്തിരിക്കുന്നവയിൽ ഏത് നഗരത്തിലാണ് ശൈത്യകാലത്ത് പകലിന്റെ ദൈർഘ്യം കൂടുതൽ.

(a) തിരുവനന്തപുരം (c) ഹൈദരാബാദ്
(b) ചണ്ഡിഗഢ് (d) നാഗ്പൂർ

(iii) അന്തരീക്ഷം പ്രധാനമായും ചൂടുപിടിക്കുന്നത്:

(a) ദീർഘതരംഗ സൗരവികിരണം (c) ദീർഘതരംഗ ഭൗമവികിരണം
(b) പ്രതിഫലിച്ച സൗരവികിരണം (d) ചിതറിയ സൗരവികിരണം

(iv) താഴെ കൊടുത്തിരിക്കുന്ന രണ്ട് കളങ്ങളിൽനിന്നുള്ളവ ജോഡികളാക്കുക:

(i)	സൗരവികിരണം	(a)	ചൂടുള്ള മാസങ്ങളിലേയും തണുപ്പുള്ള മാസങ്ങളിലേയും ശരാശരി താപനിലയിലുള്ള വ്യത്യാസം
(ii)	പ്രതിഫലനത്വം	(b)	ഒരേ താപനിലയിലുള്ള പ്രദേശങ്ങളെ കൂട്ടിയോജിക്കുന്ന രേഖകൾ
(iii)	സമതാപരേഖ	(c)	സൂര്യനിൽനിന്നും വരുന്ന വികിരണം
(iv)	വാർഷിക ഊഷ്മാന്തരം	(d)	ഒരു വസ്തുവിൽതട്ടി തിരിച്ചുപോകുന്ന ദൃശ്യപ്രകാശത്തിന്റെ അനുപാതം

(v) ഭൂമധ്യരേഖയേക്കാൾ ഉത്തരാർധഗോളത്തിലെ ഉപോഷ്ണമേഖലാപ്രദേശത്ത് ഉയർന്ന താപനില അനുഭവപ്പെടാനുള്ള പ്രധാന കാരണം:

(a) ഉപോഷ്ണമേഖലാപ്രദേശങ്ങൾക്ക് ഭൂമധ്യരേഖയേക്കാൾ കുറവ് മേഘാവൃതമാകുന്ന പ്രവണതയാണുള്ളത്.
(b) ഭൂമധ്യരേഖാപ്രദേശത്തേക്കാൾ ഉഷ്ണമേഖലാപ്രദേശത്ത് ദിനദൈർഘ്യം കൂടുതലാണ്.
(c) ഭൂമധ്യരേഖാപ്രദേശത്തേക്കാൾ ഉഷ്ണമേഖലാപ്രദേശങ്ങളിൽ ഹരിതഗൃഹപ്രഭാവം കൂടുതലായി അനുഭവപ്പെടുന്നു.
(d) ഉപോഷ്ണമേഖലാപ്രദേശങ്ങൾ ഭൂമധ്യരേഖാപ്രദേശങ്ങളേക്കാൾ സമുദ്രങ്ങൾക്ക് അടുത്തായി സ്ഥിതിചെയ്യുന്നു.

2. താഴെ കൊടുത്തിരിക്കുന്ന ചോദ്യങ്ങൾക്ക് 30 വാക്കിൽ കവിയാതെ ഉത്തരമെഴുതുക:

(i) ഭൗമോപരിതലത്തിൽ പതിക്കുന്ന താപത്തിലുള്ള സ്ഥാനീയവും കാലികവുമായ വ്യതിയാനം ദിനാന്തരീക്ഷസ്ഥിതിയേയും കാലാവസ്ഥയേയും ബാധിക്കുന്നതെങ്ങനെ?

(ii) ഭൗമോപരിതലത്തിലെ താപവിതരണത്തെ സ്വാധീനിക്കുന്ന ഘടകങ്ങൾ എന്തെല്ലാം?

(iii) ഇന്ത്യയിൽ മേയ് മാസത്തിൽ പകൽച്ചൂട് പരമാവധിയിലെത്തുന്നു. എന്നാൽ ശരത് വിഷുവത്തിൽ ഇത്രയും ചൂട് അനുഭവപ്പെടുന്നില്ല. എന്തുകൊണ്ട്?

(iv) സൈബീരിയൻ സമതലങ്ങളിൽ വാർഷികതാപ അനുപാതം കൂടുതലാണ്. എന്തുകൊണ്ട്?

3. താഴെ കൊടുത്തിരിക്കുന്ന ചോദ്യങ്ങൾക്ക് 100 വാക്കിൽ കവിയാതെ ഉത്തരമെഴുതുക:

(i) ഭൂമിയിൽ പതിക്കുന്ന സൗരവികിരണത്തിന്റെ അളവിനെ അക്ഷാംശവും ഭൂമിയുടെ അച്ചുതണ്ടിന്റെ ചരിവും സ്വാധീനിക്കുന്നതെന്തുകൊണ്ട്?

(ii) എന്തൊക്കെ പ്രക്രിയകൾ മുഖേനയാണ് ഭൗമോപരിതലം താപസന്തുലനം സാധ്യമാക്കുന്നതെന്ന് വിവരിക്കുക.

(iii) ജനുവരി മാസത്തിൽ ഉത്തരാർധഗോളത്തിലും ദക്ഷിണാർധഗോളത്തിലുമുള്ള ആഗോളതാപവിതരണം താരതമ്യം ചെയ്യുക.

പ്രോജക്ട് പ്രവർത്തനം

നിങ്ങളുടെ നഗരത്തിലോ അടുത്തുള്ള നഗരത്തിലോ സ്ഥിതിചെയ്യുന്ന ഒരു കാലാവസ്ഥാ നിരീക്ഷണകേന്ദ്രം തിരഞ്ഞെടുക്കുക. നിരീക്ഷണകേന്ദ്രത്തിലെ കാലാവസ്ഥാ വിവരപ്പട്ടികയിൽനിന്നും ഊഷ്മാവിന്റെ വിതരണ പട്ടിക തയാറാക്കുക.

(i) ശരാശരി നിർണയിച്ചിരിക്കുന്ന കാലം, നിരീക്ഷണകേന്ദ്രത്തിന്റെ ഉയരം, അക്ഷാംശം എന്നിവ കുറിച്ചെടുക്കുക.

(ii) പട്ടികയിൽ കൊടുത്തിട്ടുള്ള ഊഷ്മാവുമായി ബന്ധപ്പെട്ട വാക്കുകൾ നിർവചിക്കുക.

(iii) ദൈനിക ഊഷ്മാവിന്റെ മാസിക ശരാശരി കണക്കാക്കുക.

(iv) ഏറ്റവും കുറഞ്ഞത്, കൂടിയത്, ശരാശരി എന്നീ ദൈനിക ഊഷ്മാവിനെ കാണിക്കുന്ന ഗ്രാഫ് തയാറാക്കുക.

(v) വാർഷിക താപാന്തരം കണക്കാക്കുക.

(vi) ദൈനിക താപാന്തരം കൂടിയതും കുറഞ്ഞതുമായ മാസങ്ങൾ കണ്ടെത്തുക.

(vii) ഒരു സ്ഥലത്തെ ഊഷ്മാവിനെ നിർണയിക്കുന്ന ഘടകങ്ങൾ എടുത്തെഴുതുക. കൂടാതെ ജനുവരി, മേയ്, ജൂലൈ, ഒക്ടോബർ മാസങ്ങളിലെ താപവ്യതിയാനത്തിനു കാരണമാകുന്ന ഘടകങ്ങൾ വിശദീകരിക്കുക.

ഉദാഹരണം:

നിരീക്ഷണകേന്ദ്രം : ന്യൂഡൽഹി (സഫ്ദർജങ്ങ്)

അക്ഷാംശം : 28°35°′ N

നിരീക്ഷണകാലം : 1951-1980

സമുദ്ര നിരപ്പിൽനിന്നുള്ള ഉയരം : 216 മീറ്റർ

മാസം	ദൈനിക ഉച്ചതാപത്തിന്റെ ശരാശരി (°C)	ദൈനിക നീചതാപത്തിന്റെ ശരാശരി (°C)	രേഖപ്പെടുത്തിയ ഏറ്റവും ഉയർന്ന (°C)	രേഖപ്പെടുത്തിയ ഏറ്റവും കുറഞ്ഞ (°C)
ജനുവരി	21.1	7.3	29.3	0.6
മേയ്	39.6	25.9	47.2	17.5

ദൈനിക ശരാശരി, മാസിക ഊഷ്മാവ്

ജനുവരി $\frac{21.1+7.3}{2} = 14.2^{\circ}C$

മേയ് $\frac{39.6+25.9}{2} = 32.75^{\circ}C$

വാർഷിക താപാന്തരം

മേയിലെ ശരാശരി കൂടുതൽ ഊഷ്മാവ് – ജനുവരിയിലെ ശരാശരി ഊഷ്മാവ്

വാർഷിക താപാന്തരം = 32.75°C – 14.2°C = 18.55°C