காலநிலையியல்

வளிமண்டல அமைப்பும் செயன்முறையும்

எஸ். அன்ரனி நோபேட்

520
நோபெட்
SL/PR

தர்ஷனா பிரசுரம்

காலநிலையியல்

வளிமண்டல அமைப்பும் செயன்முறையும்

எஸ். அன்ரனி நோபேட்
B.A (Hons); M.Sc; M.Phil.
புவியியல்துறை
கொழும்புப் பல்கலைக்கழகம்

தர்ஷனா பிரசுரம்

KAALANILAIIYAL: Waliemandala Amaipum Cheyanmuraikalum

(CLIMATOLOGY: Atmospheric Structure and the Process)

S. Antony Norbert
Department of Geography
University of Colombo
Colombo - 3

First Published : December 1996
© Author

Published by :
Dharshana Publishers
58-1/3, 37th Lane
Colombo - 6, Sri Lanka.

Type Setting :
Unique Graphics, Wellawatta.

Printed by :
Unie Arts (Pvt.) Ltd., Colombo - 13

Price: Rs. 130/-

ISBN 955 - 96132 - 1 - 9

என்
உயர்வுக்கு
ஊக்கமளித்து
உயர்கல்விக்கு
வழிசமைத்த
என் ஆசான்
ஆ. சபாரத்தினம்
அவர்களுக்கு
இந்நூல்
சமர்ப்பணம்

உள்ளடக்கம்

Forword
அணிந்துரை
என்னுரை

1. காலநிலையியல்: ஓர் அறிமுகம் 1

1. அறிமுகம் 1
2. காலநிலை விஞ்ஞானம் 2
3. காலநிலையியலில் ஏற்பட்ட விருத்திகள் 4
4. பௌதீகப் புவியியலில் காலநிலையின் முக்கியத்துவம் 9
5. வளிமண்டலவியலும் காலநிலையியலும் 10
6. வானிலையும் காலநிலையும் 14

2. வளிமண்டலத்தின் அமைப்பும் சேர்க்கையும் 16

1. வளி மண்டலத்தின் அமைப்பு 16
2. வளி மண்டலத்தின் சேர்க்கை 20

3. வளிமண்டலத்தின் சக்தி 27

1. மின்காந்தக் கதிர்வீசல் 30
2. ஞாயிற்றுக் கதிர்வீசல் 32
3. ஞாயிற்றுக் கதிர்வீசலின் பண்புகள் 33
4. புவியிலிருந்து வீசும் நெட்டலைக் கதிர்வீசல் 35
5 பெற்றவெயில் 36
6. புவி - வளிமண்டல ஒழுங்கின் சக்திச்சமநிலை 41
7. வளிமண்டல ஒழுங்கு 44
8. புவிமேற்பரப்பு ஒழுங்குகள் 49
9. புவி - வளிமண்டல ஒழுங்கின் சக்திச் சமநிலை 54

4. வளியின் வெப்பநிலை 57

1. வளி வெப்பநிலையை அளவிடுதல் 58
2. வளி வெப்பநிலையின் வருடாந்த வட்டம் 61
3. வளி வெப்பநிலையும் நில, நீர் வேறுபாடுகளும் 62
4. வளி வெப்பநிலையின் பூகோளப் பாங்குகள் .... .64
5. சனவரி, ஜுலை உலக வளி வெப்பநிலையின் பாங்குகள் 65
6. வளிவெப்பநிலையின் வருடாந்த வீச்சு 66

7. வெப்பநிலை நேர்மாறல் 68
8. பூகோளம் வெப்பமடைதலும் எதிர்கால நிலைமைகளும் 69

5. வளிமண்டல ஈரப்பதன் 73

1. அறிமுகம் 73
2. நீர்க்கோளம் 76
3. நீரியல் வட்டம் 77
4. புவியின் நீர்ச்சமநிலை 79
5. நீராவி 80
6. ஈரப்பதன் 82
7. வளிமண்டல ஈரப்பதனை அளவிடுதல் 85
8. தன்னீரப்பதன் 86
9. மறைவெப்பம் 87
10. ஆவியாக்கம் 88
11. ஆவியாக்க ஆவியுயிர்ப்பு 89
12. வெப்பஞ் செல்லா நிலைச் செயன்முறை 91
13. ஒடுங்கல் 94
14. முகில்கள் : வகைகளும் உருவாக்கச் செயன்முறையும் 95
15. படிவு வீழ்ச்சி 101
16. இடிமின்னற் புயல்கள் 106
17. புவியின் படிவு வீழ்ச்சிப் பரம்பல் 107
18. நிலமேற்பகுதியின் நீர்ச்சமநிலை 109
19. வளிமண்டல நீர்ச்சமநிலை 110

உசாத்துணைகள் *113*

FOREWORD

I am happy to write this introduction to Mr. Antony Norbert's new book **Climatology: Atmospheric Structure and Process** which fulfills a long-felt need for textbooks on Geography in the Tamil medium. I understand that this work will prove invaluable to undergraduates as well as GCE Advanced Level students who are keen on obtaining an in-depth knowledge of the subject area. In fact, any well-researched reference matrial in either Sinhala or Tamil is most welcome since the dissemination of knowledge in our indigenous languages has yet to be given the impotance it deserves.

In addition, Mr. Norbert must be congratulated on the painstaking effort and attention to detail his book displays. Even to someone ignrant subject matter and non-proficient in the Tamil language, it is clear from the numerous illustrations and diagrams that the writer is at pains to simplify and elucidate his material for his uninitiated readers.

Attempts such as this undertaken by Mr. Norbert deserve our unreserved support and encouragement, since they in keeping with the highest traditions of scholarship and research in the university, while at the same time they are of practical relevance and benefit all those interested in the field who are unable to access English-language texts for a number of historically-determined reasons.

I congratulate Mr. Norbert for upholding the best traditions of the university system in general and the outstanding record of the Deparment of Geography of the University of Colombo in particular through the timely publication of this book. I hope that he will be able to produce more Tamil language texts in other relevant fields of Georaphy so that many more students can benefit from his research and scholarship.

Arjuna Parakrama
Dean
Faculty of Arts
University of Colombo.

Foreword

By writing this book S. Antony Norbert has accomplished a task which should have seen the light of day much earlier. This is an invaluable book, particularly for the undergraduates offering Geography, who suffer from an acute thirst for reading material in Swabhasha.

Kusuma A. Gunawardena
Professor and Head
Department of Geography
University of Colombo.
Colombo - 3.

அணிந்துரை

திரு. எஸ். அன்ரனி நோபேட் அவர்களது "காலநிலையியல்: வளிமண்டல அமைப்பும் செயன்முறையும்" என்ற இந்நூல் காலத்தின் தேவைக்கு ஏற்றதொன்று. இந்நூல் கல்விப் பொதுத்தராதர (உயர்தர) வகுப்பினருக்கும், பல்கலைக்கழகத்தில் புவியியலை ஒரு பாடமாகக் கற்கும் மாணவர்களுக்கும் மிக அவசியமானது. இது போன்ற தரமுடைய பாடநூல்கள் தமிழில் கிடைப்பது அரிது. ஆங்கில மொழியில் இத்தகைய பல நூல்கள் காணப்படுகின்றன எனினும் அவற்றால் முழுதாகப் பயனடையக் கூடியளவு ஆங்கில அறிவு மாணவர்களுக்கு இல்லை. இந்நிலையில் மாணவர்கள் தமது கல்வித் தேவைக்கு ஏற்ற தரமான நூல்கள் தமிழில் இல்லாது இன்னற்படுகின்றனர் என்பதை நாம் நன்கு அறிவோம்.

இக் குறைகளில் ஒரு பகுதியைத் திரு. அன்ரனி நோபேட் எழுதிய நூல் தீர்த்து வைக்கின்றது. இத்தகைய அறிவியல் சார்ந்த நூல்களை மாணவர்கள் கற்கும் பொழுது அவற்றிற் காணப்படும் விடயங்களைக் கற்கும் முறையியலே முக்கியமானது. ஒவ்வொரு விடயமும் கருத்தியல் சார்ந்த ரீதியில் விஞ்ஞான ரீதியாக விளங்கிக் கற்கப்படல் வேண்டும். தெளிவும் விளக்கமுமின்றி அவற்றைக் கற்றுப் பயனில்லை.

இந்நூலில் காலநிலையியல் பற்றிய பல விடயங்களைத் திரு. அன்ரனி நோபேட் மிகத் தெளிவாக மாணவர்கள் விளங்கிக் கற்கக் கூடிய முறையில் தந்துள்ளார். எனது மாணவரும் சக ஆசிரியருமாகிய திரு. நோபேட் இத்தகைய நூலை எழுதி வெளியிடத் தேவையான அத்தனை தகுதிகளையும் பெற்றவர். பௌதீப் புவியியலிலும், மானிடப் புவியியலிலும் தேர்ச்சி பெற்றவர். தற்காலச் சமூகவியல் ஆய்வு முறைகளிலும் அழுத்தமான பயிற்சியை உடையவர். சமகாலப் புவியியல் ஆய்வுக் கட்டுரைகள், நூல்கள் ஆகியவற்றைக் கருத்தூன்றிப் படிப்பவர். மாணவர்களைத் தேர்வு நாடிகளாக மட்டுமல்லாது அறிவியற்றுறையில் அறிவு நாடிகளாகவும் விளங்குவதற்கான நூல்களை எழுதும் வன்மையும், தன்மையும் கொண்டவர்.

எனவே இத்தகைய ஆசிரியரின் நூல் மாணவர்களுக்குப் பல வழிகளிலும் பயன்படும் என எதிர்பார்ப்பது ஏற்புடையதே. புவியியல் மாணவர்களின் அறிவை வளர்த்து அவர்களது அறிவுத் தெளிவைத் தீட்டுவதோடு அவர்களை வெற்றிபெறும் தேர்வு நாடிகள் ஆக்குவதில் இந்நூல் பெரிதும் வெற்றிபெறும் என நம்புகின்றேன்.

பேராசிரியை யோகா இராசநாயகம்
B.A. (Hons); Ph.D (Camb); F.R.G.S.
புவியியல் துறை
கொழும்புப் பல்கலைக்கழகம்
கொழும்பு - 03

என்னுரை

புவியியலை ஒரு பாடமாகக் கற்கும் உயர்தர, பல்கலைக்கழக மாணவர்களுக்கும், அந்நிலைகளிற் கற்பிக்கும் ஆசிரியர்களுக்கும் விஞ்ஞான அடிப்படையிலமைந்த புவியியலறிவை வளர்க்கும் நோக்குடன் மேற்கொள்ளப்பட்ட ஓர் ஆரம்ப முயற்சியே **"காலநிலையியல் : வளிமண்டல அமைப்பும் செயன்முறையும்"** என்ற இந்நூலாகும். 1960 - 70 களில் எஸ். தியாகராஜா, கே. குணராசா மற்றும் "புவியியல்" சஞ்சிகையில் கட்டுரைகளை எழுதிய அறிஞர்கள் ஆகியோரின் சிறந்த புவியியற் பங்களிப்பிற்குப் பின்னர் ஏற்பட்ட ஏறக்குறைய 25 வருட காலத்தின் இடைவெளியை இந்நூல் நிரப்பும் எனக் கருதுகிறேன்.

சர்வதேச ரீதியாக, புவியியல் கற்கை நெறியில் ஏற்பட்டுவரும் மாற்றங்களையும் பாடவிதானத்தில் ஏற்பட்டு வரும் புதிய செல்நெறிகளையும் உள்வாங்காது வியாபார நோக்கில் முதலில் வெளிவந்த விடயங்களையே மாற்றமின்றி மீண்டும் மீண்டும் பதிப்பித்து வரும் இன்றைய நிலையில் மாணவர்களுக்குப் புவியியலை முழுமையாகக் கற்றறிந்து கொள்வதற்கு இந்நூல் பெரிதும் உதவும் என நம்புகின்றேன். 1970 களின் பின்பு தெரிந்தோ, தெரியாமலோ இருண்ட காலத்திற்குள் தள்ளிவிடப்பட்ட தமிழ்பேசும் மக்களின் புவியியற் சிந்தனையில் (ஆய்வுக்குட்பட வேண்டிய விடயம்) மீண்டும் ஒரு மறுமலர்ச்சியை ஏற்படுத்துவதற்கும் மாணவர்களைப் புவியியற்கல்வியில் முனைப்புடன் ஊக்குவிக்கவும், புவியியற் கற்கை தொடர்பான தெளிவான, ஆழமான, அறிவு பரப்பும், பாடநூல்கள் இல்லாத ஒரு குறையைப் போக்குவதற்கும் இந்நூல் பயன்படும் என நினைக்கிறேன்.

புவியியலுடன், அது தொடர்பான ஆய்வுகளில் நீண்டகால அனுபவத்தைக் கொண்டிருந்தாலும், புவியியல் நூல்களை எழுதும் முயற்சிகளுக்கான சூழ்நிலைகள் மார்கா ஆய்வு நிறுவகத்தில் நான் பணியாற்றிய பொழுது இருக்கவில்லை. கொழும்புப் பல்கலைக்கழகத்தில் புவியியற்றுறையில் விரிவுரையாளராகப் பதவியேற்ற பின் எனது நினைவுகளை நனவாக்கும் சூழ்நிலைகள் காணப்படவே மிகக் குறுகிய காலத்தில் இம் முயற்சியிலீடுபட்டு இந்நூலை வெளிக் கொணர்ந்துள்ளேன்.

எமது புவியியற்றுறையின் தலைவியாக விளங்கும் பேராசிரியை செல்வி கே. குணவர்த்தனா அவர்கள் எனது இம் முயற்சியைப் பாராட்டி அணிந்துரையை வழங்கியமையையிட்டு மகிழ்ச்சியடைகிறேன். புவியியல் ஆய்வுகளில் என் போன்றவர்களை ஊக்குவித்து வழிகாட்டி வரும் கொழும்புப் பல்கலைக்கழகப் புவியியற்றுறைப் பேராசிரியை யோகா இராசநாயகம் அவர்கள் இந்நூலுக்கான அணிந்துரையை மனமுவந்து வழங்கியுள்ளார். எம் போன்ற இளம் புவியியலாளர்களுக்கு மட்டுமன்றி, தமிழ்பேசும் புவியியல் உலகிற்குத் தேசிய மட்டத்தில் ஒரு கலங்கரை விளக்காகத் திகழும் அவர், தமிழில் புவியியல் நூல்கள் பல்கலைக்கழக மட்டத்திலிருந்து வெளிவரவேண்டும் என்று அடிக்கடி வலியுறுத்தி வந்தமையை இங்கு நினைவு கூர்கின்றேன்.

பல்கலைக்கழகத்தில் எமக்கு வழிகாட்டியாகத் திகழ்ந்து, அறிவுரை வழங்கி வழிநடத்தும் பேராசிரியர் சோ. சந்திரசேகரன் அவர்கள் பின்பக்க அட்டையில் என்னைப் பற்றி ஒரு சில வரிகளை எழுதுவதற்குச் சம்மதித்தார். அவருக்கு எனது நன்றிகள்.

நூல் எப்பொழுது வெளிவரும் என அடிக்கடி என்னை நெருக்குதல் செய்து, இம் முயற்சி இனிதே ஆக்கம் பெற ஊக்கமளித்து உதவிய மா. கருணாநிதி, (விரிவுரையாளர், சமூக விஞ்ஞானக் கல்வித்துறை, கொழும்புப் பல்கலைக்கழகம்) மற்றும் ரி. இராஜரட்ணம் (உப அதிபர், இந்துக் கல்லூரி, பம்பலப்பிட்டி) ஆகியோரும் இங்கு நினைவுகூரத் தக்கவர்கள்.

மிகச் சிறந்த முறையில் கணணி மூலம் அச்சுப் பதிக்க உதவிய அ. ஜெயந்தினிக்கும், ஆர்வத்துடன் இப் பணியைச் சிறப்பாக நிறைவேற்றித் தந்த திரு.கே. ரவீந்திரன் (உரிமையாளர், யுனிக் கிறபிக்ஸ்) அவர்களுக்கும், அழகிய முறையில் நூல்களை வெளியிடுவதில் தலைநகரில் முனைப்புடன் செயற்படும் திரு. பி. விமலேந்திரன் (முகாமைத்துவப் பணிப்பாளர், யுனி ஆர்ட்ஸ் பிரைவேட் லிமிடெட்) அவர்களுக்கும் எனது நன்றிகள்.

எனது இம் முயற்சியைப் புவியியல் மாணவர்கள் மற்றும் அத்துறையில் ஆர்வமுள்ளோர் மேலும் ஊக்குவித்து எனது பணிகள் மென்மேலும் சிறக்க ஆதரவு நல்குவர் என நம்புகின்றேன். இந்நூலையடுத்து இரண்டாவது முயற்சியாக **"காலநிலையியல் : வளிமண்டல இயக்கமும் பிரதேசக் காலநிலைகளும்"** என்ற நூல் (அச்சில்) வெளிவரவிருக்கிறது என்பதையும் மகிழ்வுடன் தெரிவிக்கின்றேன். உயர்தர வகுப்பிற் புவியியலை ஒரு பாடமாகக் கற்கும் மாணவர்களுக்குப் பயன்தரும் வகையில், புதிய பாடத்திட்டத்திலுள்ள சில பகுதிகள் இதிற் சேர்க்கப்பட்டுள்ளன. நன்றி.

எஸ். அன்ரனி நோபேட்
புவியியல் துறை
கொழும்புப் பல்கலைக்கழகம்
கொழும்பு 3.

14. மார்கழி 1996

1

காலநிலையியல்: ஓர் அறிமுகம்

1. அறிமுகம்

புவியைச் சுற்றிக் காணப்படும் வளி மனிதனின் நாளாந்த நடவடிக்கைகளில் பெரிதும் செல்வாக்குச் செலுத்துகின்றது. அத்துடன் எதிர்கால காலநிலையைப் பற்றிய எதிர்வுகூறல் இன்றைய பல்வேறு மனித நடவடிக்கைகளுக்கும் மிக அவசியமானது. மனிதனை எதிர்நோக்குகின்ற உள்ளூர் நடைமுறைப் பிரச்சினைகள், அவனது பண்டைய நாகரீக வளர்ச்சியில் இருந்தது போலவே காலநிலைப் பிரச்சினைகளாகக் காணப்படுகின்றதுடன் எதிர்கால நிலைமைகள் பற்றிய எதிர்வுகூறலின் அவசியத்தையும் வேண்டி நிற்கின்றன. அண்மைக் காலங்களில் காலநிலையின் உள்ளடக்கத்திற் பாரிய மாற்றங்கள் ஏற்பட்டு வருகின்றதுடன் பிரச்சினைகளுக்கான தீர்வுகளைக் கண்டுபிடிப்பதற்குப் பல்வேறு அணுகுமுறைகள் காலநிலையியலாளர்களினாற் பயன்படுத்தப்பட்டு வருகின்றது. காலநிலையின் மரபுரீதியான பங்கானது பொதுவாக, காலநிலை மூலகங்களிலிருந்து பெறக்கூடிய பல வருடங்களின் அவதானிப்புக்களைத் தொகுத்துக் கூறுவதாகவே இருந்ததுடன் தற்போதைய காலநிலையைக் கட்டுப்படுத்துகின்ற செயற்பாடுகளின் உள்ளமைப்பை ஆய்வு செய்வதாகவும் காணப்பட்டது. ஆனால் இத்தகைய அகக் காட்சிகள் (insights) பெரும்பாலும் மேற்பரப்பு நிலைமைகளையே அடிப்படையாகக் கொண்டிருந்தது. அவை காலநிலையின் ஒரு பகுதிக்குரிய விளக்கங்களையே கொண்டிருந்தன. இத்தகைய மரபுரீதியான அணுகுமுறைகள் (காலநிலையின் ஒரு பகுதியை மட்டும் நோக்கும்) செயற்கைக் கோள் அவதானிப்புக்களின் கண்டுபிடிப்புக்களினால் உருமாற்றம் பெற்றன. அவை புவியின் காலநிலை தொடர்பாக, முழுக்கோளத்தையும் அவதானிக்கக் கூடிய (முப்பரிமாண முறையில்) வசதிகளை அளித்தன. இதனாற் சில தெளிவான விளக்கங்கள் பெறப்பட்டன.

ஒரு குறிப்பிட்ட இடத்தின் காலநிலையானது நிரந்தரமாக மாற்றமடைந்து வருவதுடன் அப்பிரதேசத்தின் காலநிலை பூமியின் ஏனைய பகுதிகளின் காலநிலையிற் தங்கியிருக்கவில்லை. மாறாக, சமுத்திரங்கள், புவியின் பனிப்போர்வை, நிலப்பரப்பு என்பவற்றில் ஏற்படுகின்ற மாற்றங்களுக்கு ஏற்பக் காலநிலை மாறுபடும் என்ற ஒரு "காலநிலை முறைமை" (climatic system) பற்றிய தெளிவான விளக்கம் ஏற்பட்டது. இதனால் காலநிலை ஒழுங்கு பற்றிய விளக்கங்களில் முன்னேற்றகரமான அம்சங்கள் இடம்பெறத் தொடங்கியதுடன் காலநிலை மாதிரிகள் பற்றிய விருத்தியிலும் பிரபலிப்பைக் காண முடிகின்றது. இத்தகைய மாதிரிகள் குறிப்பாக, "வளிமண்டல நடத்தைகளை" ஆட்சி செய்கின்ற பௌதீக விதிகள், கணிதச் சமன்பாடுகள் மூலம் எடுத்துக் காட்டப்பட்டதுடன் காலநிலையில் ஏற்படும் நீண்டகால மாற்றங்களை எதிர்வு கூறவும், காலநிலை மாற்றங்களுக்கான சாதகமான காரணங்களை விளங்கிக் கொள்ளவும் முடிந்தது. இவ்வாறு விருத்திகள் ஏற்பட்டுக் கொண்டிருந்த வேளையில், காலநிலை பற்றிய மக்களின் கவனங்களும் (public awareness) அதிகரிப்பதற்குப் பல காரணங்கள் தூண்டுதலாக அமைந்தன. 1970 ஆம் ஆண்டுகளில் ஏற்பட்ட (சாகேல் என்ற இடத்தில்) வரட்சி, சுவட்டு எரிபொருட் பாவனையின் காரணமாகவும் மனித நடவடிக்கைள் மூலமாகவும் அதிகரித்து வரும் காபனீரொட்சைட்டினால் ஏற்படுத்தப்படும் காலநிலை மாற்றங்கள் என்பன இத்தகைய கவனயீர்ப்புக்குக் காரணமாக இருந்தன.

2. காலநிலை விஞ்ஞானம்

வளிமண்டலமானது ஒரு சடப்பொருளாக (Body of matter) உள்ளதுடன் தொடர்ந்து இயக்கத்துக்கும் உள்ளாகின்றது. இவ் இயக்கத்தின் அளவானது நாம் வெப்பமாக உணர்கின்ற மூலக் கூறுகளிலிருந்து பூமியின் பெரிய அளவிலான காற்று ஒழுங்குகளைத் தோற்றுவிக்கின்ற பூகோள ரீதியான அம்சங்கள் வரை வேறுபடுகின்றது. இவ் அசைவுகள், எல்லா அளவுத்திட்டங்களிலும் வளிமண்டலத்தின் அமைப்பு, சேர்க்கை குறிப்பாக முகில் அமைப்பையும், படிவுவீழ்ச்சிக்குக் காரணமாக இருக்கின்ற நீர்ச்சுற்றோட்டம், நீராவி என்பவற்றினையும் மாற்றியமைக்கின்றன. இத்தகைய அசைவுகளும் அவற்றின் தாக்கங்களும் காலநிலையின் ஒரு பகுதியாகும்.

எல்லா வளிமண்டல இயக்கத்திற்கும் சூரியனே மூலமான சக்தியாகும். சூரியனிலிருந்து சக்தியானது வளிமண்டலத்தினூடாகப் புவிமேற்பரப்பை வந்தடைகின்றது. இத்தகைய வருகையின் போது சிறியளவான சக்தி வளிமண்டலத்தில் உறிஞ்சப்படுவதால் அதன் வளிமண்டல வெப்பத்துக்குக் காரணமாகின்றதுடன் பெரும்பாலான சக்தி மேற்பரப்பினாலேயே உறிஞ்சப்படுகின்றது. இச் சக்தி மீண்டும் வளிமண்டல மேற்பரப்புகளைச் சூடாக்கவும் வெப்பப்படுத்தவும் உதவுகின்றது. இதனால் புவி மேற்பரப்பு வளிமண்டலத்தை வெப்பப்படுத்துகின்ற பிரதான சக்தி மூலகமாகவும் விளங்குகின்றது. வெப்பப்படுத்தும் அளவானது பெரும்பாலும் மேற்பரப்புத் தன்மைகளில் தங்கியுள்ளது. வெப்பத்தின் சமனற்ற பரம்பலினால் காற்றுக்களின் கிடையான அசைவு நேரடியாக ஏற்படுத்தப்படுகின்றதுடன் குத்தான அசைவில் முகில்களையும், படிவு வீழ்ச்சியையும் ஏற்படுத்துகின்றது. அதேவேளை சூரியனிலிருந்து பெறப்படும் சக்தியானது வளிமண்டலத்திற் பல்வேறு வகையான நடவடிக்கைகளை ஏற்படுத்தியதன் பின் வானவெளிக்குத் திரும்புகின்றது. எனவே காலநிலையானது வளிமண்டலத்துக்கும், மேற்பரப்புக்குமிடையிலும், அவற்றுக்குள்ளும் தொடர்ச்சியான சக்திப் பரிமாற்றத்தையும், உருமாற்றங்களையும் ஏற்படுத்துகின்றது. இச் செயற்பாடுகள் புவியின் மேற்பரப்புக்குச் சக்தியை வழங்குதல், சூரியனிலிருந்து பெறப்படும் சக்தியில் ஒரு பகுதியை வானவெளிக்குத் திருப்பியனுப்புவதன் மூலம் சக்திச் சமநிலையைப் பேணுதல் போன்றவற்றுக்குக் காரணமாக இருக்கின்றன. இத்தகைய சக்திப் பாச்சல்களுடன் இணைந்திருக்கின்ற எல்லாச் செயற்பாடுகளும் பௌதீக விதிக்கு உட்பட்டனவாகவே உள்ளன. வளிமண்டலம் எவ்வாறு இயங்குகின்றது என்பதனை விளங்கிக் கொள்வதற்குச் சில பொருத்தமான பௌதீக விதிகள், தத்துவங்கள் என்பவற்றை விளங்கிக் கொள்வதுடன் பொருத்தமான வழிகளில் அவற்றைப் பிரயோகப்படுத்தவும் வேண்டும். இத்தகைய விதிகள் கணித முறைகளுடன் இணைந்திருப்பதினால் கணிதம் பற்றிய அடிப்படை அறிவும் அவசியமானது.

வளிமண்டலத்தில் நைதரசன், ஒட்சிசன் அதிகமாகக் காணப்படுகின்றன. புவியும், அதன் வளிமண்டலமும் தோற்றம் பெற்ற காலத்தில் இச் சேர்க்கை மாற்றமடைந்திருந்தது. உதாரணமாக இரண்டாவது தரத்தில் அதிகளவு காணப்பட்ட வாயுவான ஒட்சிசன் ஒளித்தொகுப்புக்குரிய பச்சைத் தாவரத்தினால் உருவாக்கப்பட்டிருந்ததெனினும் ஆதிகால வளிமண்டலத்தில் காணப்பட்டிருக்கவில்லை. அண்மைக் காலங்களில் வளிமண்டலச் சேர்க்கையில் சிறிய அளவில் காணப்பட்ட வாயுக்களில் பல மாற்றங்கள் ஏற்படுகின்றன. உதாரணமாக CO_2, SO_2, NO_2, O_3 (காபனீரொட்சைட், கந்தகவீரொட்சைட், நைதரசன் ஈரொட்சைட், ஓசோன் வாயுக்கள்) ஆகியவற்றின் அளவுகள் கைத்தொழிற் புரட்சிக் காலத்தில் இருந்து மாற்றமடைந்து வருகின்றன. காலநிலையில் இவற்றின் தாக்கம் குறிப்பிடத்தக்களவில் காணப்படுகின்றது. இத்தகைய தாக்கங்களின் விளக்கமானது பௌதீகம், இரசாயனம் என்பன சக்தி ஓட்டங்களில் எத்தகைய இடைத்தாக்கங்களை ஏற்படுத்துகின்றன என்பதனை விளங்கிக் கொள்வதன் அவசியத்தை வேண்டி நிற்கின்றன.

புவி மேற்பரப்பின் நிலைமைகளுக்கு ஏற்பவே காலநிலையும் வேறுபடுகின்றது. மேற்பரப்புச் சேர்க்கையில் ஏற்படும் ஏதாவது மாற்றங்கள் காலநிலையில் மாற்றங்களை ஏற்படுத்தக் காரணமாக உள்ளன. நீரோட்டங்களினாற் தோற்றுவிக்கப்படும் சமுத்திர மேற்பரப்பு மாற்றங்கள், பனிக்கட்டிப் படலங்களில் ஏற்படும் பருவகால மாற்றங்கள், தாவரப் போர்வைகளில் ஏற்படும் மாற்றங்கள் ஆகியவை தொடர்ச்சியாக இடம்பெறுகின்றன. கடந்த காலக் காலநிலையானது பல்வேறு பிரிவுகளில் குறிப்பாக அகழ்வாராச்சியாளர்கள், வரலாற்றாசிரியர்கள்,

மானுடவியலாளர்கள், கல்வியியலாளர்கள், பனிக்கட்டியாற்றியலாளர்கள் ஆகியோருக்கிடையிலான பரஸ்பர முயற்சிகளின் விளைவாகவே வெளியிடப்பட்டு வந்தன. இதன் மூலம் காலநிலை நன்மைகளைப் பெற்று வந்ததுடன் ஏனைய துறையினரும் காலநிலை சம்பந்தமான அகக் காட்சிகளை விளங்கிக் கொள்வதன் மூலம் பயன்பெற்றனர். காலநிலையினதும் அதன் ஏற்ற இறக்கங்களினதும் காரணங்களைக் காலநிலையியலாளர் அறிந்து கொள்ள வேண்டுமெனின் பல்வேறு துறையின் கருத்தியல் பற்றிய தெளிவான விளக்கங்கள் மிக அவசியமானது. தனிநபர், நிறுவனங்கள் அல்லது சமூகத்திற் சில தீர்மானங்களை எடுப்பதற்கு வசதியாக எதிர்காலத்தின் காலநிலை பற்றி எதிர்வு கூறுவதற்கு இத்தகைய விளக்கங்களை நடைமுறையிற் பயன்படுத்துவதற்கு வசதியாக மேலும் துறைகளுக்கிடையிலான அணுகுமுறைகள் வேண்டப்படுகின்றன.

3. காலநிலையியலில் ஏற்பட்ட விருத்திகள்

காலநிலையியல் ஒரு விஞ்ஞானமாக வளர்ச்சியடைந்ததினால் வளிமண்டல அவதானிப்புப் பற்றிய நவீன விருத்திகளுடன் அது மிக நெருக்கமாக இணைந்துள்ளது. ஏனைய விஞ்ஞானங்களைப் போன்று புதிய தகவல்களை அது வேண்டி நிற்கின்றது. ஆரம்பகால காலநிலை அவதானிப்புக்கள் எளிமையான காட்சிகள் அல்லது பொருத்தமான தொழில் நுட்பத்தின் உதவியின்றி அல்லது கருவியின்றி இயற்கை பற்றிய அவதானங்களாகவே இருந்தன. கிரேக்க காலத்தில் உலகமானது மூன்று காலநிலை வலயங்களாகப் பிரிக்கப்பட்டிருந்தது. பண்டைய கிரேக்க காலத்தில் இத்தகைய அவதானிப்புக்கள் போதுமான அளவில் ஒழுங்குபடுத்தப்பட்டு வந்தமையினால் இவ் வலயங்களைக் கிரேக்கர் பிரிப்பதற்கு வசதியாக இருந்தது. இவ் அவதானிக்கப்பட்ட தோற்றப்பாடுகளை இன்றைய விஞ்ஞான விசாரணைகளுக்கு உட்படுத்தி நோக்கின் அவை தெளிவற்றதாகவே காணப்படும். எனவே வளிமண்டலம் பற்றிய விளக்கங்களுக்குப் பதிலாக விபரணங்களே தொடர்ந்து அளிக்கப்பட்டு வந்தன. அமுக்கமானி, வெப்பமானி ஆகியவற்றின் விருத்தி, காற்றின் திசை, மழைவீழ்ச்சி அளவுகளின் பதிவேடுகளை நிர்வகித்தல் என்பன காலநிலை பற்றிய எமது அறிவில் அளவறியும் பார்வையைப் பதித்தது.

19 ஆம் நூற்றாண்டின் பிற்பகுதியிலும், 20 ஆம் நூற்றாண்டின் ஆரம்ப காலத்திலும் புவி நிலமேற்பரப்பின் பெரும்பாலான பகுதிகளினதும், சில சமுத்திரப் பகுதிகளினதும் காலநிலையை விளக்கவும் அதற்கான விரிவான காரணங்களைக் கொடுப்பதும் சாத்தியமாயிற்று. இத்தகைய விபரங்கள் பெரும்பாலும் படிவுவீழ்ச்சி, வெப்பநிலை என்பவற்றைக் கொண்ட, பெரும்பாலும் பெறக்கூடிய அவதானிப்புக்களிலேயே தங்கியிருந்தன. இத்தகைய காலநிலை விளக்கங்கள் உருவாக்கப்பட்டபோது, முற்றிலும் வித்தியாசமான அணுகுமுறை வளிமண்டலவியற் துறையில் மேற்கொள்ளப்பட்டது. விரைவான தொலை வரைபுத் தொடர்புகளின் (Telegrahic Communications) கண்டுபிடிப்பினால் பல்வேறு இடங்களில் ஒரே நேரத்தில் அவதானிப்புக்களை மேற்கொண்டு தரவுகளை விரைவாகச் சேகரிக்கவும் சாத்தியமாக இருந்ததுடன் எதிர்கால வானிலையை எதிர்வு கூறக்கூடிய முறையில் ஆய்வு செய்யவும் முடிந்தது.

ஆரம்ப காலத்தில் பிரதான ஆர்வமானது புயல் நகர்ந்து செல்லும் பாதைகளைப் பற்றிய குறுங்கால எதிர்வு கூறல் பற்றியே இருந்தது. வளி மண்டலத்தை உள்ளடக்கிய பௌதீக விதிகள் பற்றிய விளக்கம் இதற்கு அவசியமானதாக இருந்ததினால் அத்துறையிலான ஆய்வு முயற்சிகள் மேற்கொள்ளப்பட்டன. விளக்கங்கள் அதிகரிக்க, அவதானிப்புக்களுக்கான கேள்வியும் அதிகரித்தது. அமுக்கம், காற்றின் வேகமும் திசையும், புலப்படும் தன்மை, முகில் வகைகளும் அவற்றின் அளவும், மணித்தியாலத்துக்கான வெப்பநிலை போன்றன எல்லாம் தேவையாக இருந்ததுடன் அவை பற்றிய அவதானிப்பும் மேற்கொள்ளப்பட்டன. விமானப் பயணங்கள் வளிமண்டலவியலில் முக்கியத்துவம் பெறத் தொடங்க மேல் வளிமண்டல அவதானிப்புக்களும் வளர்ச்சியடையத் தொடங்கின. இதன் விளைவாக மீயுயர் வளிமானி (radiosonde) விருத்தி செய்யப்பட்டது. இரண்டாம் உலக யுத்தத்தின் பின் முகில்கள், படிவுவீழ்ச்சி பற்றிய ராடர் அவதானிப்பு முறைகள் விருத்தி செய்யப்பட்டன. இத்தகைய எல்லா புதிய அவதானிப்புக்களும், அவதானிப்புக்களின் அடிப்படையிலான நுட்பங்களும், கோட்பாட்டு ரீதியான விளக்கங்களை அடிப்படையாகக் கொண்ட வளிமண்டலச் செய்முறைகளிலும், வானிலையை எதிர்வு கூறக்கூடிய திறனிலும் மேன்நிலையை ஏய்துவதற்குக் காரணமாயிற்று.

வளிமண்டலவியலில் இக்காலத்திற் பாரிய முன்னேற்றங்கள் ஏற்பட்டபோது எமது காலநிலை பற்றிய விளக்கம் அல்லது அறிவு மெதுவாகவே வளர்ச்சியடைந்தது. மரபுரீதியான அவதானிப்புக்கள் பூகோளக் காலநிலையை விளக்குவதற்குத் தொடர்ந்து மேற்கொள்ளப்பட்டு வந்தன. காலநிலைத் தரவுகள் சிறந்த நன்மைகளை அளிப்பனவென்பதை அவை தொடர்ந்து நிரூபித்து வந்தன. உதாரணமாக இரண்டாம் உலக யுத்த காலத்தில் அறியப்படாத பிரதேசங்களில், வளிமண்டல நிலைமைகளினாற் பாதிக்கப்படக்கூடிய கருவிகளுடன் போர் நடவடிக்கைகளை மேற்கொள்வதற்கு வானிலை எதிர்வு கூறல்களும், குறிப்பிட்ட நிலைமைகளின் நிகழ்வு பற்றிய நீண்டகால மதிப்பீடுகளும் அவசியத் தேவையாக இருந்தன. இரண்டாம் உலக யுத்தத்தின் பின், பல்வேறு பிரச்சினைகளுக்கும் காலநிலைத் தகவல்களின் பிரயோகத்திற் காணப்படும் உள்ளார்ந்த முக்கியத்துவம் விளக்கப்பட்டதன் பின் அதன் பிரயோகங்களிற் பல முன்னேற்றங்கள் ஏற்பட்டன. முக்கிய உதாரணமாக, காலநிலை நீர்ச்சமநிலைக் (Climatic water balance) கருத்தியலையும் விவசாயத்தில் இதன் பயன்பாட்டு விருத்தியினையும் குறிப்பிடலாம். இக் கருத்தியலானது ஐக்கிய அமெரிக்காவில் தோண்துவைற் மற்றும் ஏனைய ஆய்வாளர்களினாலும், இங்கிலாந்தில் பென்மன் என்பவராலும் அறிமுகம் செய்து வைக்கப்பட்டது.

வளிமண்டல, காலநிலையியலில் 1950 ஆம் ஆண்டு நடுப்பகுதி வரை இடம்பெற்ற பெரும்பாலான விருத்திகள் "காலநிலை நிலையானது" என்ற

எடுகோளினை அடிப்படையாகக் கொண்டிருந்தது. காலத்துக்குக் காலம் வானிலை மாறுபடுகின்றதுடன் வருடத்துக்கு வருடம் காலநிலையில் ஏற்படும் சிறிய மாறுபாடுகளுக்குக் காரணமாகவும் இருக்கின்றது. ஆனால் நீண்ட காலத்தில் சாதாரணநிலை மாற்றமடையாது. ஆனால் பல காலநிலையாளர்கள் இதனை மறுத்தனர். பல ஆயிரம் வருடங்களுக்கு முற்பட்ட பனிக்காலமும், சில நூறு வருடங்களுக்கு முற்பட்ட சிறிய பனிக்காலமும் மாற்றத்துக்கான சான்றுகளாக இவர்களினால் காட்டப்படுகின்றது. காலநிலை நிலையானது என்னும் கருத்தியலானது தொடர்ந்தும் பயனுள்ள கருத்தியலாகத் தொடர்ந்து இருந்து வந்தாலும் காலநிலைச் செயற்பாடுகளின் அடிப்படைக் கோட்பாடு விருத்தி செய்யப்பட்டே வந்தது.

இன்று காலநிலை நிலையானதாக எப்பொழுதும் இராது என்பது தெளிவாகியுள்ளது. காலநிலைச் செயற்பாடுகள் பற்றிய பாரிய அகக் காட்சிகள் குறிப்பாக மனிதனின் செல்வாக்குப் பற்றிய பெருமளவு விளக்கங்கள் அளிக்கப்பட்டு வருகின்றன. இவை பற்றிய பல வெளிக்கிளம்புகை அண்மைக் கால வரலாற்றில் அரசியல்வாதிகளினதும் பத்திரிகையாளர்களினதும் கவனத்தைப் பெற்று வந்துள்ளது. காரணம், இவை மனிதப் பாதிப்புக்களையும், உணவுப் பற்றாக்குறையையும் ஏற்படுத்துவதாயிருந்தன. இந்நூற்றாண்டின் தொடக்கத்திற் காணப்பட்ட 30 வருட வரட்சிக்காலம் ஐக்கிய அமெரிக்காவில் சோளன் விளையும் பிரதான 5 மாநில அரசுகளின் வெளியீட்டைப் 15 சத வீதத்துக்கு மேலாகக் குறைத்தது. சோவியத் ரஷ்யாவிலும் உணவு அறுவடையின் போது இதன் பாதிப்புக்கள் வெளிப்பட்டன. இந்நூற்றாண்டின் நடுப்பகுதியின் பின் பொதுவாக உற்பத்தியை அதிகரித்தல், விவசாய விளை நிலப்பரப்பை அதிகரித்தல், தொழில் நுட்பத்தை விருத்தி செய்தல் ஆகியவற்றிற் பல நடவடிக்கைகள் எடுக்கப்பட்டு வந்தாலும் காலநிலைச் சீரழிவுகளானது பல வருடங்களாக எதிர்பார்க்கப்பட்ட இலக்குகளிலும் பார்க்க மிகக் குறைந்த உற்பத்தியை ஏற்படுத்தியுள்ளமை குறிப்பிடத்தக்கது. 1970 ஆம் ஆண்டுகளின் ஆரம்பத்தில் சோவியத் ரஷ்யா பிரதான தானிய இறக்குமதி நாடாக விளங்கியது. மிகக் குறைவான அறுவடை பெறப்படும் வருடங்களில் தானியங்களைக் கொள்வனவு செய்வதற்கான நிதியைப் பெற்றுக் கொள்வதற்கு சோவியத் ரஷ்யா பெருமளவில் தங்கத்தை விற்பனை செய்ததினால் தங்கத்தின் விலை பாதிக்கப்பட்டது. உலக பணச்சந்தையில் காலநிலை மாறுபாடுகளும் தாக்கத்தை ஏற்படுத்தக் கூடியன என்பதற்கு இது சிறந்த எடுத்துக் காட்டாகும்.

மூன்றாம் உலக நாடுகளில் காலநிலை மாறுபாடுகளின் தாக்கங்கள் அதிக பிரச்சினைகளைத் தோற்றுவிக்கக் கூடியவை. விருத்தியடைந்த நாடுகளுடன் ஒப்படும் போது இந்நாடுகளில் உணவுக் கையிருப்புச் சிறியதாகவும் உலக சந்தையிற் கொள்வனவு செய்யும் சாத்தியம் குறைவாகவும் உள்ளது. அநேக வளர்முக நாடுகள் விருத்தியடைந்த நாடுகளின் உதவியில் மென்மேலும் தங்கியிருக்க வேண்டிய நிலையிற் காணப்படுகின்றன. 1970 களின் ஆரம்பத்தில் சகாரா பாலைவனத்தின் தென்விளிம்பில் உள்ள சாகேல் பிரதேசத்தில்

ஏற்பட்ட வரட்சி மிகவும் கவலைதரக் கூடியது. 1968 72 காலப்பகுதியில் ஏற்பட்ட மழை வீழ்ச்சியானது 1930 60 காலத்திற் பெறப்பட்ட சராசரி மழைவீழ்ச்சியின் 50 சத வீதமாகவே காணப்பட்டது. பயிரின் வளர்ச்சிக் கால நீட்சி திடீரென வீழ்ச்சியடைந்து. கிடைக்கக் கூடிய நீரின் வளமானது ஏறக்குறைய மறைந்து விடும் நிலைக்கு வந்தது. நீர்ப்பீடத்தில் வீழ்ச்சி ஏற்பட்டது. 1980 ஆம் ஆண்டுகளின் நடுப்பகுதியில் ஏறக்குறைய ஒரு தசாப்த கால நீடித்த வரட்சியினால் ஒரு காலநிலைச் சீரழிவே உருவாக்கப்பட்டது.

1972 ஆம் ஆண்டு இத்தகைய அதே காலநிலை நிகழ்ச்சி பேரு கரையோரத்தில் இடம்பெற்றது. இப்பகுதியில் அன்சோவி மீன்பிடிக் கைத்தொழிலானது (Anchovy fishery industry) கால்நடைகளுக்கான உணவினை வழங்கியதுடன் ஏற்றுமதி வர்த்தக அமைப்பில் முக்கிய பங்கினையும் கொண்டிருந்தது. திடீரென **எல்நினோ** என அறியப்பட்ட சமுத்திர ஏற்ற, இறக்கம் நீரின் வெப்பநிலையிற் சடுதியான அதிகரிப்பை ஏற்படுத்தியதுடன் மீனினங்களையும் அழித்தது. அன்சோவி மீன்பிடி 13 மி. தொன்னிலிருந்து 2 மி. ஆக வீழ்ச்சியடைந்தது. இந்த எல்நினோ தோற்றப்பாடானது வழக்கத்துக்கு மாறாகப் பாரிய தாக்கத்தை 1982 நவம்பர் மாதம் ஏற்படுத்தியபோது வட அமெரிக்காவின் மேற்குக் கடற்கரைப் பகுதியில் பெரிய அளவில் வெள்ளப்பெருக்கையும், அவுஸ்திரேலியாவில் வரட்சி அழிவுகளையும் ஏற்படுத்தியது.

பசுமைப் புரட்சிப் பயிர்கள் அறிமுகப்படுத்தப்படுவதற்கு முன்னர் அப் பகுதியிற் காலநிலை நிலைமைகள் பற்றிய கவனமான ஆய்வுகள் மேற்கொள்ளப்பட்டிருந்தாலும் அவை பிரச்சினைகளையே எதிர்நோக்கின. ஆய்வுகள் வழக்கமாக 1925–55 ஆண்டுகளுக்கு இடைப்பட்ட "சாதாரண காலத்தினை" அடிப்படையாகக் கொண்டிருந்தன. இத் தன்னிச்சையான காலமானது பெரும்பாலும் உயர்வான ஏற்ற, இறக்கத்தைக் கொண்டிருந்ததுடன் அதன் விளைவாக 1970 களிலும், 1980 களிலும் உள்ள காலநிலை நிலைமைகளுக்குப் பயிர்களின் விருத்தி பொருத்தமானதாகக் காணப்பட்டது. காலநிலையுடன் தொடர்பான பயிர் இழப்புக்கள் குறிப்பாகப் பிறேசிலில் கோப்பி, அவுஸ்திரேலியாவில் கோதுமை ஆகியவற்றின் உற்பத்திகளில் வீழ்ச்சியை ஏற்படுத்தின. ஆபிரிக்காவின் பெரும்பாலான பகுதிகளிலும் தென்கிழக்கு ஆசியாவிலும் சோளன், நெல் ஆகியவற்றின் உற்பத்தியிலும் பாதிப்புக்கள் ஏற்பட்டன.

செய்மதிகளிலிருந்து பெறப்பட்ட தகவல்கள் காலநிலையியலுக்குப் புதிய பரிமாணத்தை அளித்தது. கடந்த காலங்களில் எல்லாத் தகவல்களும் மேற்பரப்பை அடிப்படையாகக் கொண்ட ஒரு குறிப்பிட்ட இடத்தில், ஒரு குறிப்பிட்ட நேரத்திற் பெறப்பட்ட தகவல்களாகவே இருந்தன. செய்மதிகள் உலகம் முழுவதையும் உள்ளடக்கிய முறையில் முப்பரிமாணப் படங்களை அளித்தன. அதற்கு மேலாக அவை வளிமண்டலத்திற்குள் உள்வரும், வெளிச்செல்லும் சக்தி ஓட்டங்களையும் அளவீடு செய்தன. இத்தகைய புதிய

தகவல்கள் வளிமண்டலச் செயற்பாடுகள் பற்றிய எமது விளக்கங்களை அதிகரித்ததுடன் காலநிலை மாதிரிகள் பற்றிய விருத்தியிலும் முன்னேற்றம் ஏற்பட்டது. காலநிலை மாற்றங்களையும், அதன் செயற்பாடுகளையும் கணிப்பீடு செய்வதற்குமான அணுகுமுறைகளை மேற்கொள்ள வசதியாகவும் இருந்தது. செயற்கைக் கோள்களினால் பெருமளவான தகவல்கள் சேகரிக்கப்பட்டன. கடந்த சில தசாப்த காலத்தில் காலநிலைத் தொழில் நுட்பங்களில் ஏற்பட்ட விரைவான விருத்தியினால் இத்தகைய தரவுகளைச் சுலபமாகக் கையாளக் கூடியதாக இருந்ததுடன், மரபு ரீதியான மூலாதாரங்களிலிருந்து பெறப்பட்ட தரவுகளை விடச் சிறந்த முறையில் பயன்படுத்தக் கூடிய வசதிகளை இவை ஏற்படுத்தின. இன்று காலநிலை 3 வகையான தரவு மூலாதாரங்களைக் கொண்டுள்ளது. (1) மரபு ரீதியான மேற்பரப்பை அடிப்படையாகக் கொண்ட நீண்டகாலப் பதிவுகளைக் கொண்ட அவதானிப்புக்கள். (2) மேல் வளிமண்டலத் தரவுகள். (3) செய்மதித் தரவுகள்.

இவை பூகோளத்தின் முழுப்பகுதியையும் உள்ளடக்கியிருக்கின்றதுடன் நீண்டகாலப் பதிவுகளாக அவை காணப்படவில்லை. உண்மையில் செய்மதித் தரவுகளின் கண்டுபிடிப்பினால் எமது விளக்கங்கள் மீள் வரையறைக்கு உள்ளானதுடன் சில விடயங்களிற் புரட்சிகரமான மாற்றங்களையும் அவை ஏற்படுத்தின.

மேற்பரப்பை அடிப்படையாகக் கொண்ட அளவீடுகள் பல வருடகாலங்களுக்கு எடுக்கப்படுகின்றன. காலரீதியாக ஏற்படும் மாற்றங்கள் பற்றிய தகவல்களைப் பெருமளவில் இவை அளிக்கின்றன. இவற்றின் முடிவுகள் அவதானத்துடன் பயன்படுத்தப்பட வேண்டும். சில நிலையங்கள் பல வருடங்களுக்கு அமைவிட மாற்றமின்றி நீடித்திருக்கக் கூடியவை. கருவிகளின் இடமாற்றத்தினால் எத்தகைய தாக்கம் ஏற்படும் என்பதை நிர்ணயிப்பதில் மேற்பரப்பின் பண்பு மிக முக்கியமானது. இடமாற்றமின்றிச் சூழலிலும் மாற்றங்கள் ஏற்படலாம். மரங்களை அகற்றல், வளி மாசடைதலைக் கட்டுப்படுத்தும் சட்டங்கள், நகராக்கப் பாதிப்பு என்பவற்றினூடாக ஏற்படும் மாற்றங்கள் கருவிகளின் பதிவிலும் செல்வாக்குச் செலுத்தும். ஆகையால் நீண்ட காலப் பதிவுகள் பெறுமதியான தகவல்களைக் கொடுக்கக் கூடியவையாக இருந்தாலும் ஏதும் தீர்மானம் எடுப்பதற்கு முன் அவை பற்றி விரிவாக ஆராய்தல் அவசியம். சமுத்திரப் பகுதிகளில் மேற்கொள்ளப்படும் அவதானிப்புக்கள் நிரந்தரமான இடத்திற் காலநிலை அவதானக் கப்பல்களிலிருந்து பெறப்படுகின்றது. சமுத்திர மிதவைகள் (Buoys) சமுத்திரக் காலநிலை நிலைமைகளினை அறிவதற்குத் துணை ஆதாரமாகப் பயன்படுத்தப்படுகின்றன.

மேல்வளித் தரவுகளைப் பெறுவதற்கு ஒரு முறையாக மீயுயர் வளிமானி பயன்படுத்தப்படுகின்றது. இது ஒரு பொதியாகப் பலூனுக்குக் கீழே தொங்கிக் கொண்டிருக்கும். அத்துடன் வெப்பநிலை, ஈரப்பதன், அமுக்கம் என்பவற்றை பலூன் மேலெழுந்து செல்லும் போது அறியும் தன்மையுடையது. அமுக்க அவதானிப்பு உயரத்தை நிர்ணயிப்பதற்குப் பயன்படுத்தப்படுகின்றது. ஒரு

நாளுக்கு இருமுறை நடுப்பகலிலும், நடு இரவிலும் உலகம் பூராகவும் பரந்து காணப்படுகின்ற பல நூறு நிலையங்களில் மேலுயர்ந்து செல்லும் பலூன்கள் அவதானிப்பை மேற்கொள்கின்றன. சில நிலையங்களில் மிக நுட்பமான முறைகள் பயன்படுத்தப்படுகின்றன. இது மீயுயர் காற்று மானி (rawinsonde) என அழைக்கப்படும். இது மீயுயர் வளிமானியிலும் பார்க்கச் சிறந்த வடிவத்தைக் கொண்டிருப்பதுடன் காற்றின் வேகம், திசை என்பவற்றையும் அளவிடுகின்றது. விமானங்களில் பொருத்தப்பட்ட கருவிகளின் மூலமும் வளிமண்டல நிலைமைகள் அளவீடு செய்யப்படுகின்றன. ஆனால் இவை ஒழுங்கான முறையில் மேற்கொள்ளப்படுவதில்லை. குறிப்பிட்ட சில வளிமண்டல அம்சங்களைப் பரிசோதனை செய்யும் ஆய்வுகளுக்கென இவற்றின் பயன்பாடு வரையறுக்கப்பட்டுள்ளது. இதே நோக்கங்களுக்குக் குறிப்பாக, வளிமண்டலத்தின் உயர் பகுதிகளை அடையக் கூடிய ஏவுகணை பயன்படுத்தப்படுகின்றது.

தொலையுணர்வுக் (Remote sensing) கருவிகளுக்கான ஒரு மேடையாகச் செய்மதிகள் விளங்குகின்றன. இக் கருவிகள் மேற்பரப்பு அல்லது வளிமண்டல வெப்பநிலைகளை அல்லது பல்வேறு வளிமண்டலப் படைகளிலுள்ள நீராவி அளவுகளை, அல்லது முகில்களையும் மேற்பரப்பினையும் காட்சியாக எண்ணிலக்கத்தில் இலகுவில் வடிவமைத்து விடுகின்றது. செய்மதிகள் தொலைதூரத்திலுள்ள மனிதன் உட்புக முடியாத பகுதிகள் பற்றிய தரவுகளையும் அளிக்கின்றன. எனவே இத்தகைய விருத்திகள் காலநிலையியலில் பல முன்னேற்றங்களை ஏற்படுத்தியுள்ளதுடன் அதிலேற்படும் மாற்றங்களைத் தெளிவாக அறிந்து கொள்ளவும் வழிவகுத்துள்ளது.

4. பௌதீகப் புவியியலில் காலநிலையியலின் முக்கியத்துவம்

புவியின் நிலப் பகுதியானது மனித இனத்திற்கு மட்டுமன்றி ஏனைய பிரதேசரீதியான உயிர்வாழ் இனங்களுக்கும் வாழிடப் பகுதியாக விளங்குகின்றது. புவியின் மேற்பரப்புப் பற்றியும், அதில் நடைபெறும் செயன்முறைகள் பற்றிய ஆய்வாகவும் புவியியல் விளங்குவதுடன் மனித வாழிடங்கள் (Human habitat) பற்றிய ஆய்வாகவும் உள்ளது. இத்தகைய தனிப்பட்ட அம்சங்கள் ஒவ்வொன்றிலும் பௌதீகப் புவியியல் கொண்டுள்ள ஈடுபாட்டின் காரணமாக ஆர்வத்துடன் கற்பதற்குரிய பாடமாக அது மாற்றமடைந்துள்ளது. நாளாந்த முக்கியத்துவத்தினைக் கொண்டிருக்கும் வானிலை ஒழுங்குகள் இதற்குச் சிறந்த உதாரணமாகும். வானிலையானது எப்பொழுதும் மாற்றமடைந்து கொண்டிருப்பதினால் அதில் ஏற்படும் மாற்றங்கள் ஏன், எப்படி ஏற்படுகின்றன என்பதை விளங்கிக் கொள்வதற்குப் பௌதீகப் புவியியல் பெருந்துணை புரிகின்றது. பௌதீகப் புவியியல் வாழ்வின் பல்வேறு படிவங்களை முதன்மைப் படுத்துவதுடன் மனித வாழிடங்கள் பற்றிய ஆய்வாகவும் இருக்கின்றது.

பௌதீகப் புவியியலின் ஏனைய அம்சங்களும் உள்ளூர் நிலவுருவங்களை விளக்குவதற்கு உதவியாக உள்ளன. குன்றுகள், பள்ளத்தாக்குகள் என்பவற்றின்

அமைப்புகள் மாற்றமடைகின்றன. மண்ணானது கடும் மழை வீழ்ச்சியின் போது அடித்துச் செல்லப்படுகின்றதுடன் பல வருடங்களாக இடம்பெறும் மழைவீழ்ச்சியினால் ஒருமைத் தன்மையுடைய (unique) நிலவுருவ அமைப்புகள் உருவாக்கப்படுகின்றன என்பதை விளங்கிக் கொள்ளலாம். இன்று பூகோள ரீதியான காலநிலை மாற்றம் பரந்தளவிலான கவனத்தைப் பெற்றதொன்றாக மாறியுள்ளது. புவி சூடாகி வருகின்றதா அல்லது குளிர்ச்சியடைகின்றதா அல்லது இன்னுமொரு பனிக்காலம் ஏற்படப் போகின்றதா என்பது பற்றிய விஞ்ஞானிகளின் கருத்துக்களில் முரண்பாடுகள் காணப்படுகின்றன. இவர்களின் தீர்மானங்களை விளங்கிக் கொள்வதற்குப் பூகோளக் காலநிலையில் செல்வாக்குச் செலுத்துகின்ற ஒழுங்குகளையும், செயன்முறைகளையும் பற்றிய சில பின்னணித் தகவல்கள் அவசியமானவை. பௌதீகப் புவியியலானது இத்தகைய சூழற் பிரச்சினைகளையும் விளக்குவதாக உள்ளதுடன் இயற்கையான செயற்பாடுகளையும் முதன்மைப்படுத்துகின்றது.

புவி மேற்பரப்பில் மனித இனம் தொடர்ச்சியாக வளர்ச்சியடைந்து வந்துள்ளதுடன் இயற்கை ஒழுங்கின் மீதான அதன் தாக்கங்கள் மேலும் அதிகரித்து வருகின்றது. இத்தகைய மனித வாழிடத்தின் அமைவுச் செயன்முறைகளை விளங்கிக் கொள்வதனை விளக்கி நிற்பதுதான் பௌதீகப் புவியியலாகும். விஞ்ஞான அறிவியலின் ஒரு கிளையாகப் பௌதீகப் புவியியல் விளங்குகின்றதுடன் புவி மேற்பரப்பு எப்படி, ஏன் மாற்றத்துக்கு உள்ளாகின்றது என்பதை விரிவாக ஆய்வு செய்வதாகவும் உள்ளது. வளிமண்டலம், நீர்க்கோளம், கற்கோளம், உயிரினக்கோளம் ஆகிய ஒன்றுடனொன்று தொடர்பான 4 பிரதான பகுதிகளைக் கொண்ட வாழ்க்கைப் படலங்களை (life layer) இது முதன்மைப்படுத்துகின்றது. இப் பகுதிகளுக்கிடையிலான இடைத்தொடர்புச் செயன்முறைகளைப் பல்வேறு அளவுத் திட்டங்களில் பரிசோதனை செய்யவும் முடியும்,

புவி-சூரிய தொடர்புகள் பூகோள வெப்பத்தைக் கட்டுப்படுத்துவது போல், பூகோளக் காற்று ஒழுங்குகளையும் செல்வாக்குக்கு உட்படுத்துகின்றது. இயற்கைத் தாவரமும், மண்ணும் காலநிலையுடன் மிக நெருங்கிய தொடர்பைக் கொண்டுள்ளதுடன் பிரதேச ரீதியான வேறுபாட்டினையும் விளக்கி நிற்கின்றது. நில மேற்பரப்பை முதன்மைப் படுத்துவதாகப் பௌதீகப் புவியியல் விளங்குவதினால் மனித வாழிடங்கள் உள்ளூர்ச் சூழல் பற்றிய ஆய்வுகளை உள்ளடக்குகின்றதுடன் அவற்றிலேயே எமது வாழ்வும், இயற்கையினுடனான செயன்முறைகளில் இடையீடுகளும் காணப்படுகின்றன.

5. வளிமண்டலவியலும் காலநிலையியலும்

வானிலை ஒழுங்குகளை விளங்கிக் கொள்ளலும் காலரீதியாக அவை எவ்வாறு விருத்தியடைகின்றன என்பதும் ஒரு குறிப்பிட்ட பிரதேசத்தின் காலநிலையை

விளங்கிக் கொள்வதற்கான ஒரு முக்கிய முன் தேவையாகும். வளிமண்டல விஞ்ஞானத்தைப் பற்றிய ஆய்வானது வளிமண்டலவியல், காலநிலையியல் என்னும் இரு பிரதான பொருள் சார்ந்த பகுதிகளாகப் பிரிக்கப்பட்டுள்ளது. வளிமண்டலச் செயற்பாடுகளைப் பகுப்பாய்வு செய்வதும், விளக்குவதும், காலரீதியாக அவற்றின் நடத்தைகளை எதிர்வு கூறுவதுமே வளிமண்டலவியல் (Meteorology) எனப்படும். இது வளிமண்டல விஞ்ஞானம் எனவும் சிலவேளைகளில் வானிலை விஞ்ஞானம் எனவும் கருதப்படுகின்றது.

காலநிலையியலானது (Climatology) மனித சூழலுடன் தொடர்புடையதாக இருப்பதுடன் தனது தாய் விஞ்ஞானமான வளிமண்டலவியலுடன் மிக நெருங்கிய முறையில் இணைந்துள்ள வளி மண்டலச் செயன்முறைகளின் பிரதேச மாறுபாடுகளைப் பல்வேறு கால அளவுத் திட்டங்களில் விளக்குவதாகவும், ஆய்வு செய்வதாகவும், தரவுகளின் தொகுப்பாகவும் விளங்குகின்றது. ஓரிடத்தின் காலநிலை கருத்தியலானது, புள்ளி விபரப் பொதுமைத் தன்மையையுடையது. ஒரு குறிப்பிட்ட இடத்தின் காலநிலையைத் தீர்மானிக்கின்ற வானிலை ஒழுங்குள் பல்வேறு வகையான இடைத் தொடர்புகளினால் நிச்சயிக்கப்படுவதுடன் நிலம், கடல், பனிப் படலம், மலைகள், காடுகள் அல்லது நகரங்கள் போன்றவற்றையுடைய மேற்பரப்புடன் தொடர்பான சிக்கலான பின்னூட்டுச் செயன்முறைகளையும் கொண்டிருக்கின்றது. இவ் எல்லா அம்சங்களும் அவற்றின் இடைத் தொடர்புகளும் காலரீதியாக மாற்றமுறுகின்றன.

மரபுரீதியாக வரலாற்றிற் தவிர்க்க முடியாத ஒரு நிகழ்வாக வளிமண்டலவியலானது பல்கலைக்கழகங்களின் பௌதீக, கணிதத் துறைகளிற் கற்பிக்கப்பட்டும், ஆய்வு செய்யப்பட்டும் வந்துள்ளது. இவ்வாறு கல்வி கற்ற மாணவர்கள் கதிர்வீசல் விதிகள், வெப்ப இயக்கவியல், நீரியக்கவியல் ஆகியவை பற்றிய அறிவுள்ளவர்களாக விளங்கினர். ஆனால் காலநிலையியலானது அதன் பிரதேச, சூழலியல் அம்சங்களின் காரணமாக இப்பாடமானது பல்கலைக்கழகப் புவியியல் துறையிலேயே கற்பிக்கப்பட்டதுடன் அங்கு அது பௌதீகச் சூழலின் ஒரு கூறாகவே ஆய்வு செய்யப்பட்டது. இத்தகைய இரு பிரிவுத் தன்மையினால் காலநிலையியலிற் பாதிப்பு ஏற்பட்டது. தற்போது இவ்விரு கிளைக்கிடையிலான வேறுபாடு மறைந்து வருகின்றது. காலநிலையியலை வளிமண்டலவியற் பொறி முறைகளின் அடிப்படையிலேயே விளங்கிக் கொள்ள முடியும். அங்கு பிரதேச அளவுத்திட்டம் என்ன என்பது முக்கியமன்று. காலநிலையியல் இன்று அடைந்துள்ள நவீன மாற்றங்களினால் சிலவேளைகளில் அதனைப் பிரதேச வளிமண்டலவியல் எனவும் நோக்கப்பட முடியும்.

கடந்த நூற்றாண்டின் இறுதிக் காற்பகுதியில் காலநிலையியலானது விஞ்ஞான உருவவியல் மாற்றத்துக்கு (Metamorphosis) உட்பட்டது. 1980களில் வளர்ச்சி பெற்றுக் காணப்பட்ட விஞ்ஞானங்களில் ஒன்றாக இது இருந்ததுடன் விஞ்ஞானரீதியாக அதிக கவனத்தையும் பெற்றிருந்தது. தேசிய அரசாங்கங்களின் ஆதரவும், ஆய்வுக்கான அதிக மூலதன நிதியும் பெருமளவு கிடைத்தது. 20ஆம்

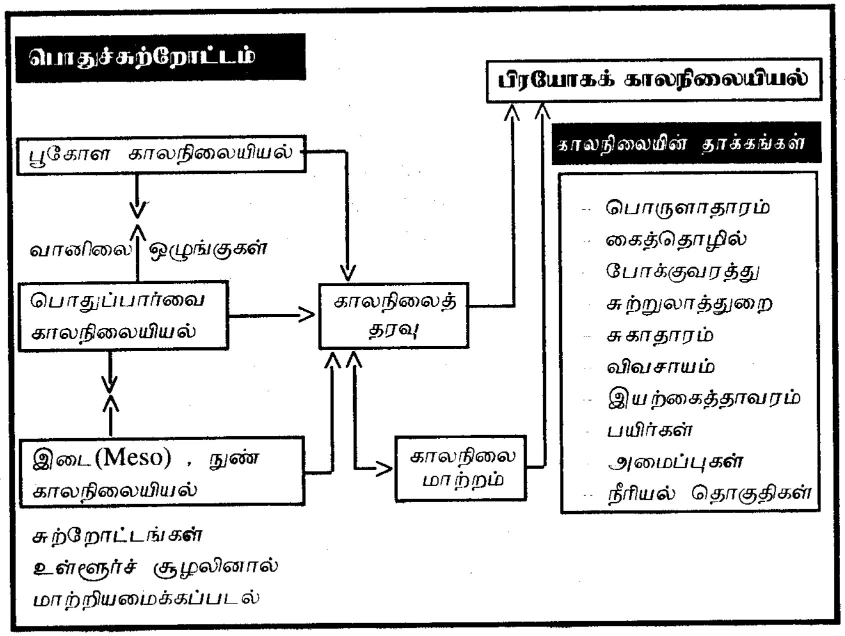
நூற்றாண்டின் முதல் அரைப்பகுதியில் புவியியலில் ஒரு பிரதானமான பாடமாக இது விளங்கியதுடன் தரவுகளைத் தொகுத்தல் (Ducumentation), காலநிலைத் தரவுகளைத் தொகுத்தல், ஆய்வு செய்தல் என்பதனை அடிப்படையாகக் கொண்ட பிரதேசக் காலநிலையியல் பற்றிய ஆய்வாகவும் கருதப்பட்டது. இக்காலத்தில் பல பயனுடைய ஆய்வுகள் செய்யப்பட்டன.

இத்தகைய ஆரம்பநிலை வளர்ச்சியைக் கொண்ட இக் கற்கைநெறியானது இரு திசைகளில் தனது விருத்தியை மேற்கொண்டது. நவீன காலநிலையியலானது பல்வேறு பிரதேச மட்டங்களில் (பூகோள, பிரதேச, உள்ளூர்) அதனுடன் இணைந்து காணப்படும் வளிமண்டலவியற் பொறி முறைகளை விளங்கிக் கொள்வதன் மூலம் காலநிலைகளை வேறுபடுத்தியும், பிரச்சினைகளை ஆய்வு செய்வதுடனும் தொடர்பான ஓர் இயக்கக் கற்கை நெறியாக விளங்கியது. இச்செயன்முறைகளின் விளைவாகவே காலநிலைப் புள்ளி விபரங்கள் உருவாக்கப்பட்டன. இப்பாடத்தில் ஏற்பட்ட இரண்டாவது விருத்தியானது பிரயோக, பிரயோகிக்கப்படக் கூடிய அம்சங்களில், மனிதனினதும் அவனது காலநிலைச் சூழலின் இடையீட்டுத் தொடர்புகளிலும் அதிகரித்துவரும் ஆர்வம் காணப்பட்டது. அண்மைக் காலத்தில் காலநிலையின் மனித, பொருளாதார விளைவுகளுக்கு அதிக முக்கியத்துவம் கொடுக்கப்பட்டது. வரட்சிகள், வெள்ளப் பெருக்குகள், புயல்கள், பனிப்புகார், மூடுபனி ஆகிய காலநிலையின் தாக்கங்களானது கைத்தொழில், போக்குவரத்து, விவசாயம், உல்லாசப் பயணம், சுகாதாரம் போன்றவற்றிற் பொருளாதார எதிர்விளைவுகளைக் (repercussions) கொண்டிருக்கின்றன.

பூகோள காபனீரொட்சைட் பரம்பலில் ஏற்படும் அதிகரிப்பு, படை மண்டல ஓசோன் மட்டத்தில் வீழ்ச்சி, அமில மழையின் பிரதேச ரீதியான பிரச்சினைகள் என்பன மனித நலனில் கடுமையான பாதிப்புக்களைக் கொண்டிருக்கின்றன. இத்தகைய இரு விருத்திகளுடன் **(வரைபடம் 1.1)** தொடர்புபட்டதே காலநிலை மாற்றம் பற்றிய ஆய்வாகும். பிரதேச ரீதியாகப் பல்வேறு மட்டங்களிலும் இம் மாற்றமானது நிகழ்கின்றதுடன் அவை பற்றிய பிரச்சினைகளை விளங்கிக் கொள்வதும், வளிமண்டலச் செயன்முறைகளை மாதிரியாக அமைத்தலும், புவி வளிமண்டல ஒழுங்கில் சிக்கலான பின்னூட்டுச் செயன்முறைகளும் அவற்றுடன் கடந்த கால காலநிலை மாற்றம் பற்றிய தகவல் சேகரிப்பு ஆகியவற்றையும் உள்ளடக்குகின்ற மிக முக்கியமான பகுதிகள் இன்று காலநிலையியல் ஆய்வாக விளங்குகின்றன.

பூகோள வளிமண்டலத்தை அவதானிக்கும் தொழில்நுட்ப முறைகளில் ஏற்பட்ட வளர்ச்சியே நவீன காலநிலையியல் அபிவிருத்தியின் புதிய பரிணாம வளர்ச்சிக்கான பிரதான காரணியாக இருந்தது. ராடர்கள், விமானங்கள், வானிலைச் செய்மதிகள், மீயுயர் வளிமானி என்பவற்றிலிருந்து தரவுகள் சேகரிக்கப்பட்டதுடன் உலக வானிலை பற்றிய பல்வேறு நிலைகளில் பயனுள்ள புதிய தகவல்களையும் வழங்கின. இத்தகைய தரவுகளையும், மரபுரீதியான தரவுகளையும் கொண்ட

வரைபடம் 1.1 : நவீன காலநிலையியல் ஆய்வின் பிரிவுகள்



ஆய்வுகள் உயர் வேகம் கொண்ட கணணிகளின் பயன்பாட்டினால் மேலும் இலகுவாக்கப்பட்டன.

1930 களில் மேற்கொள்ளப்பட்ட மீயுயர் வளிமானி, பலூன் மூலமான ஆய்வு விருத்திகள் வளிமண்டலத்தை முப்பரிமாண அமைப்பு முறையில், ஒழுங்கான முறையில் அவதானிக்க வழிவகுத்தது. வெப்பநிலை, அமுக்கம், காற்று, ஈரப்பதன் ஆகிய மூலகங்கள் அளவிடப்பட்டன. விமானப் பயணங்களின் மூலம் முனைவு இறக்கங்கள், அயனச் சூறாவளிகள், இடிமின்னற் புயல்கள் போன்ற வானிலை ஒழுங்குகள், அவற்றின் முப்பரிமாண அமைப்பில் புதிய தகவல்கள் வெளிவந்தன. 1960 ஏப்ரல் 1 ஆம் திகதி, முதலாவது வானிலைச் செய்மதியான 'ரிரோஸ்' (TIROS) செலுத்தப்பட்டதன் மூலம் புதிய யுகம் ஏற்பட்டது. 1966 இல் முனைவைச் சுற்றுவட்டப் பாதையாகக் கொண்டு "எஸ்ஸா"வின் (ESSA) முதலாவது செய்மதி அனுப்பப்பட்டது. இத்தகைய செய்மதிப் படங்கள் மூலம் உலக வானிலையின் முழுப்பகுதியையும் பற்றிய தகவல்கள் காலநிலையாளர்களுக்குக் கிடைத்தது. கடந்த 15 வருடங்களில் செய்மதிகளின் அவதானிப்புப் பற்றிய இயலளவு (கதிர்வீசல், குத்தான வெப்பநிலை, காற்று, படிவுவீழ்ச்சி ஆகியவற்றின் நேரடி, மறைமுக அளவீடுகள்), செய்மதிப் படங்களின் தரம் (நிகழ்தரம், தெளிவுதிறன் (Resolution), செய்மதிப் படங்களின் செயன்முறைகள் என்பன அதிசயிக்கத்தக்க மாற்றங்களைப் பெற்றன.

என்றுமில்லாதவாறு நிலம், கடல் பகுதிகளுக்கான பூகோள வானிலை ஒழுங்குகள், சுற்றோட்டங்கள் பற்றிய விரிவான, பூரணத்துவமான ஒரு பார்வையை வானிலைச் செய்மதித் தரவுகள் அளித்து வருகின்றன.

நவீன, உயர்வேகம் கொண்ட இலத்திரனியற் கணணிகளின் தொழில்நுட்ப விருத்தியானது அதிகளவிலான வளிமண்டலவியல் தரவுகளை விரைவாகவும் நுணுக்கமாகவும் ஆய்வுசெய்யவும், வரைபடமாக அமைக்கவும் பெருமுதவி புரிந்தன. அண்மைக் காலங்களில் பூகோள வளிமண்டலத்தையும் அதன் இயக்கங்களையும் விளங்கிக் கொள்வதில் இப்புதிய சாதனங்கள் பல புதிய அடிப்படை முன்னேற்றங்களை ஏற்படுத்தின. நடைமுறைச் சாத்தியமான முறையில் வானிலைச் செய்மதிப் படங்களைத் திருத்தவும், பல உப பிரிவுகளாகப் பிரிக்கவும் முடிந்ததுடன் வளிமண்டலச் சுற்றோட்டத்தின் புதிய மாதிரிகளையும், கோட்பாடுகளையும் பரிசோதனை செய்யவும், விருத்தி செய்யவும், குறுகிய, நீண்டகால வானிலை எதிர்வுகூறல்களை மேற்கொள்ளவும் பயன்படுத்தப்பட்டன. இவை வளிமண்டல விஞ்ஞானத்தைப் புரட்சிகரமானதாக மாற்றின. இத்தகைய மாற்றங்கள் பற்றிய புதிய தகவல்களும் வானிலை ஒழுங்கில் அண்மைக் காலங்களில் ஏற்பட்ட முன்னேற்றங்களும் பிரயோகக் காலநிலையின் பிரதான அம்சங்களாக இன்று விளங்குகின்றன.

6. வானிலையும் காலநிலையும்

மனித நடவடிக்கைகளைக் கட்டுப்படுத்துகின்ற பிரதான காரணியாகக் காலநிலை விளங்குகின்றது. விவசாய நடவடிக்கை, காட்டியல் உற்பத்திகளிலும் வானிலையும் காலநிலையும் செல்வாக்கு செலுத்தி வருவதைக் காணலாம். இன்று மனிதனுடைய தொழில்நுட்ப ஆற்றலும், அவனது நடவடிக்கைகளும் விரிவடைந்து சென்றாலும் காலநிலையைத் தனது கட்டுப்பாட்டுக்குள் கொண்டுவர அவனால் முடியவில்லை. காலநிலை என்பதிலிருந்து நாம் விளங்கிக் கொள்வதென்ன? பொதுவாகக் காலநிலை என்பது ஒரு பிரதேசத்தின் சராசரி வானிலையே. வானிலை என்பது ஒரு குறிப்பிட்ட இடத்தில், குறிப்பிட்ட நேரத்தில் காணப்படும் வளிமண்டல நிலைமைகளைக் குறிக்கும். ஒரு பிரதேசத்தின் சராசரி வானிலையை விபரிப்பதற்கும், வளிமண்டல நிலைமைகளை எடுத்துக் காட்டுவதற்கும் பல அளவீட்டு முறைகள் பயன்படுத்தப்படுகின்றன. இவை நாளாந்த தேறிய கதிர்வீசல், அமுக்கம், காற்றின் வேகம், திசை, முகிற் போர்வையும் அவற்றின் வகைகளும், பனிப்புகார், படிவு வீழ்ச்சியின் வகைகள், அவற்றின் செறிவு, சூறாவளிகள், முரண் சூறாவளிகளின் நிகழ்வுகள், பிரிதளத் தொகுதிகளின் நிகழ்வுகள் போன்ற வானிலைத் தகவல்களை உள்ளடக்கும். பூகோளத்தைச் சுற்றிக் காணப்படும் பெரும்பாலான வானிலை நிலையங்களில் இத்தகைய அவதானிப்புக்கள் ஒழுங்காகக் காணப்படும் எனக் கூற முடியாது. ஆனால் பொதுவாக உலகளாவிய காலநிலையை ஆய்வு செய்வதற்கு வெப்பநிலை, படிவுவீழ்ச்சி ஆகிய இரு சாதாரண அளவீடுகள் போதுமானவை.

காலநிலை என்பது நீண்டகால ரீதியாக, மாதம் அல்லது வருடாந்தியாக, பருவகாலரீதியில் நிகழும் மாற்றங்களைக் குறிப்பதாகும். சராசரி நிலைமைகளை மாத்திரமன்றிக் கடும் போக்கான நிலைமைகளையும் இது எடுத்துக் காட்டும். வானிலையை நிர்ணயிக்கின்ற காரணிகளை அடிப்படையாகக் கொண்டு செய்யப்படுகின்ற புள்ளிவிபர ஆய்வுகளின் மூலம் காலநிலையின் போக்குகள் அறியப்படுகின்றது. இத்தகைய விடயங்களை உள்ளடக்கிய வளிமண்டலவியல் (Meteorology) என்பது வளிமண்டலத்தின் பௌதீக இயல்பு பற்றிய ஆய்வாக உள்ளது. இவை இன்று கோட்பாட்டு ரீதியான பௌதீகத்துக்கும், உயர்தர கணிதவியல்துறைக்கும் முன்னேறியுள்ளது.

மாதாந்தச் சராசரி வெப்பநிலை, படிவுவீழ்ச்சியின் வருடாந்தப் போக்குகள் காலநிலை வகையைத் தீர்மானிப்பதற்குப் பயன்படுத்தப்படுகின்றது. படிவுவீழ்ச்சியும், வெப்பநிலையும் ஒரு பிரதேசத்தின் இயற்கைத் தாவரத்துடன் நெருங்கிய தொடர்பைக் கொண்டுள்ளன. காடுகள், புல்வெளிகள், பற்றைகள் போன்ற பல்வேறு தன்மை கொண்ட இயற்கைத் தாவரப் போர்வைகள் ஒவ்வொரு காலநிலைப் பிரதேசத்துக்குமுரிய சிறப்பான தன்மைகளைக் கொண்டு விளங்குகின்றதுடன் அப்பிரதேசங்களின் மனித பயன்பாட்டிலும் செல்வாக்குச் செலுத்துகின்றது. படிவுவீழ்ச்சி, வெப்பநிலை என்பன பயிர்ச்செய்கைக்கு முக்கிய காரணியாக இருப்பதுடன் மனித உயிர்வாழ்வுக்கும் அவசியமானது. மண்ணின் விருத்தியும், நிலவுருவங்களின் அமைப்புரீதியான செயன்முறைகளும் இவற்றில் தங்கியுள்ளது. எனவே இத்தகைய காரணங்களினால் சூழலின் பல்வேறு அம்சங்களுக்கு மேலாக, வெப்பநிலை, படிவுவீழ்ச்சியின் அடிப்படையிலேயே காலநிலை வரையறை செய்யப்படுகின்றது.

2

வளிமண்டலத்தின் அமைப்பும் சேர்க்கையும்

1. வளிமண்டலத்தின் அமைப்பு

வாயுக்களின் கலப்பினால் பூமியைச் சுற்றிப் பரந்துள்ள பகுதியே வளிமண்டலம். புவியின் ஆரையானது முனைவுப் பகுதியில் 6356.9 கி.மீற்றராகவும் மத்திய கோட்டுப் பகுதியில் 6378.4 கி.மீற்றராகவும் உள்ளது. புவியானது கோள வடிவாகக் காணப்படுவதுடன் அதில் காணப்படும் மிக உயர்ந்த மலைகள் 10 கி.மீற்றருக்குக் குறைவான உயரத்தையே கொண்டிருக்கின்றன. புவியின் ஆரையில் சராசரியாக 0.2 வீதத்துக்குக் குறைவாகவே இவை காணப்படுகின்றன. வளிமண்டலத் திணிவின் அரைவாசிப்பகுதி புவிக்கு அண்மையில் 5.6 கி.மீற்றரிலும், 99 சத வீதத்துக்கு மேலான பகுதி 40 கி.மீற்றரிலும் அமைந்துள்ளது. 100 கி.மீற்றர் உயரத்தில் வளியானது வெற்றிடமாகக் (vacuum) காணப்படுவதுடன், தரைப்பகுதியில் காணப்படும் அமுக்கத்திற் பத்திலொரு மில்லியன் அளவினைக் கொண்டுள்ளது. 700 கி.மீற்றருக்கு அப்பால் புவியின் சுற்றுவட்டப்பாதையில் வலம் வரும் வானிலைச் செய்மதிகள் வளிமண்டல வெப்பத்தினால் பாதிக்கப்படுவதில்லை.

வளிமண்டலவியலாளர்கள் வளிமண்டல அமுக்கத்தை மில்லிபார் (mb) என அழைக்கப்படும் அலகுகளில் அளவிடுகின்றனர். வளிமண்டலத்தின் சாதாரண அமுக்கம் கடல் மட்டத்தில் 1013.2 மி.பார் ஆகும். உயரம் அதிகரித்துச் செல்ல வளிமண்டலத்தின் அமுக்கமும், அடர்த்தியும் வீழ்ச்சியடைந்து செல்வதினால் வளிமண்டலத்தின் குத்தான வெப்பநிலை அமைப்பு சிக்கலானதாக உள்ளது. வளிமண்டலத்தின் வெளிப் பகுதிகளிற் குறைந்து செல்லும் அமுக்கமானது

வெப்பநிலை வீழ்ச்சியுடன் இணைந்ததாகவே காணப்படுகின்றது என 19ஆம் நூற்றாண்டின் இறுதிவரை கருதப்பட்டு வந்தது. மலைச்சிகரங்களிற் பதிவு செய்யப்பட்ட தாழ் வெப்பநிலைகள் இக் கருதுகோளை உறுதிப்படுத்தின. வெப்பமானிகளைக் காவிச் செல்லும் பலூன்களைப் பயன்படுத்தி வளிமண்டல அமைப்புப் பற்றிப் பிரெஞ்சு வானிலையாளரான, ரிசெறன் டி. போட் (Teisserenc de Bort) என்பவர் ஆய்வுசெய்தார். "வெப்பநிலையானது 11.8 கி. மீற்றர் வரை சாதாரணமாக வீழ்ச்சியடைந்து செல்லும் போக்கினைக் கொண்டிருந்தாலும் 13 கி.மீற்றரில் நிலையாக இருக்கிறது" என்ற கருத்தினை 1898 ஆம் ஆண்டு யூன் 8 ஆம் திகதி வெளியிட்டார். 1908 இல் இவரினால்தான் படைமண்டலம் (Stratosphere) என்ற பெயர் வழங்கப்பட்டது. மேல்வளி மண்டலத்தின் அமைப்புப் பற்றிய விரிவான தகவல்கள் பலூனிலிருந்தும், உந்து கூண்டுகளிலிருந்தும் (rocket), மிக அண்மைக் காலங்களில் வானிலைச் செய்மதிகளிலிருந்தும் பெறப்படுகின்றன.

(i) மாறன் மண்டலம்

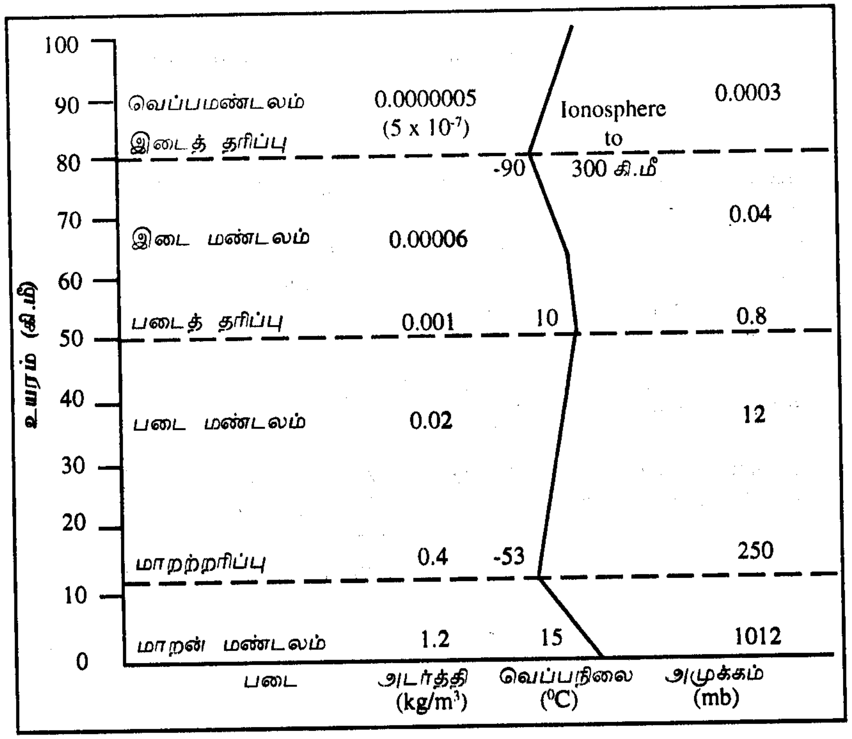
மாறன் மண்டலம் (Troposphere) என்ற பதம் கிரேக்கச் சொல்லான "ரொபோஸ்" (Tropos) என்பதிலிருந்து பெறப்பட்டதுடன் "திரும்புதல்" என்ற கருத்தைக் கொண்டிருந்தது. இப்படையின் மேற்காவுகை மற்றும் கலப்புப் பண்புகள் பற்றிய விபரணமாகக் கருதப்பட்டது. வளிமண்டலத்தின் கீழ்ப்படையாக விளங்கும் இது மொத்த வளிமண்டலத் திணிவின் 75 சத வீதத்தைக் கொண்டிருக்கின்றது. வானிலையைப் பொறுத்தவரையில் மிக முக்கியத்துவமுடையதாக இருப்பதுடன் முக்கியமான சில பண்புகளையும் கொண்டுள்ளது. **(வரைபடம் 2.1).**

(1) உயர அதிகரிப்புக்கேற்ப வெப்பநிலையில் சீரான வீழ்ச்சி காணப்படுகின்றதுடன் இது கி.மீற்றருக்கு 6.5 ஆக உள்ளது. ஆனால் இதற்கு விதிவிலக்காக மாரிகாலத்தில் முனைவுப் பகுதிகளில் வெப்பநிலை நேர்மாறல் இடம் பெறுகின்றது. பெரும்பாலும் பனிப்படலத்தினால் மூடப்பட்ட மேற்பரப்புகளிலேயே நிகழ்கின்றது.

(2) காற்றுச் சுற்றோட்டங்களும், வேகமும் இடவிளக்கவியலின் செல்வாக்குக்கு உட்படுவதினால் மாறற்றரிப்புக்குக் (Tropopause) கீழ் பகுதி வரை உயரத்துடன் காற்றின் வேகமும் அதிகரித்துச் செல்லுகின்றது.

(3) பெரும்பாலும் எல்லா நீராவியும், முகில்களும் இப்படையிலேயே காணப்படுகின்றன. முகில் உருவாக்கத்துடன் இணைந்ததான எல்லா மேற்காவுகை நடவடிக்கைகளையும் இது கொண்டுள்ளதுடன் வளி அசைவின் குத்தான கூறுகளையும் குறிப்பிடத்தக்களவு உள்ளடக்கியுள்ளது. வானிலை அம்சங்களையும், வளிமண்டல அசுத்தமடைதலையும் கொண்டிருக்கின்றது.

வரைபடம் 2.1 : வளிமண்டலத்தின் அமைப்பு



மாறன் மண்டலத்தின் மேற்பகுதியில் மாறற் தரிப்பு அமைந்திருப்பதுடன் வளிமண்டலத்தின் முக்கிய தோற்றப்பாடாகவும் விளங்குகின்றது. இப்பகுதியில் வெப்பநிலை, உயர அதிகரிப்புக்கேற்ப மாற்றமடையாமல் உள்ளது. மாறன் தரிப்பினுடைய உயரமானது காலம், அது நிலைத்திருக்கும் பரப்பு என்பதைப் பொறுத்து நிலையானதாகக் காணப்படாது அகலக்கோடு, பருவகாலரீதியாக மாறுபாடுகளைக் கொண்டுள்ளது. மத்தியகோட்டுப் பகுதிகளில் 16 17 கி.மீற்றரிலும் முனைவுப் பகுதிகளில் 8 9 கி.மீற்றரிலும் காணப்படுகின்றது. இத்தகைய உயர வேறுபாட்டைத் தொடர்புபடுத்திப் பார்க்கும் போது மத்திய கோட்டின் மேலாக மாறன் தரிப்பின் வெப்பநிலை $8^{0}C$ ஆகவும் முனைவுப் பகுதிகளில் சராசரியாக $-6^{0}C$ ஆகவும் உள்ளது. மாறன் மண்டலத்தின் மிகத் தடிப்பான ஆழத்தினூடாக வெப்பநிலை வீழ்ச்சியடைந்து செல்வதே இதற்குக் காரணமாகும். இதனால் மாறன் தரிப்பில் வெப்பநிலை முனைவுப் பகுதிகளிலும் பார்க்கக் குளிராக இருக்கின்றது. மாறன் தரிப்பில் ஏற்படுகின்ற உடைவுகளும் திரிபுகளும் பிரதான அருவித்தாரையின் பக்கங்களிலும் அயனச் சூறாவளிகளுக்கு மேலாக ஏற்படுகின்றன. இப்பகுதிகளிற் தான் மாறன் மண்டலத்துக்கும் வரண்ட படை மண்டலத்திற்குமிடையிலான இடையீடுகள் ஏற்படுகின்றன.

(ii) படை மண்டலம்

படை மண்டலம் (Stratosphere) என்ற சொல் 'Stratum' என்ற லத்தீன் மொழியிலிருந்து பெறப்பட்டதுடன் 'படை' (Layer) என்ற கருத்தைக் கொண்டது. இம் மண்டலம் மாறன் தரிப்பிலிருந்து 50 கி.மீற்றர் வரையும் பரந்துள்ளதுடன், அதன் மேலெல்லையாகப் படை மண்டலத் தரிப்பு (Stratopause) அமைந்துள்ளது. இப்படை மண்டலத்தின் சில பண்புகள் பின்வருமாறு: (1) கீழ் படைமண்டலத்தில் (25 கி.மீற்றர் வரையும்) வெப்பநிலை படிப்படியாக அதிகரித்துச் சென்று அதற்கப்பால் உயரம் அதிகரித்துச் செல்ல வெப்பநிலையும் மேற்பரப்புப் பெறுமதிக்குக் கிட்டவாக அதிகரித்துச் செல்கின்றது. (2) தாழ் படைமண்டலத்தில் உயரவேறுபாட்டுக்கேற்ப காற்றும் வீழ்ச்சிப் போக்கைக் காட்டுகின்றது. படைமண்டலத்தின் மேற் பகுதிகளில் உயரத்துடன் குறிப்பாகக் கோடையில் கீழைக்காற்றிலும், மாரியில் மேலைக்காற்றிலும் வேகம் அதிகரிக்கின்றது. (3) இம் மண்டலத்தின் படை வரண்டதாகவும், முகில்களற்றதாகவும் காணப்படும். ஓசோன் என்று அழைக்கப்படும் முக்கிய வாயுவை இப்படை மண்டலம் கொண்டிருக்கின்றதுடன் புவி மேற்பரப்பில் உயிரினம் வாழ்வதற்கு மிக முக்கியமானதாகவும் இருக்கின்றது. இதன் முக்கியத்துவமானது 0.23 - 0.32 மைக்குரோன்கள் (1 மைக்குரோன் =1 மி.மீற்றரில் ஆயிரத்தில் ஒன்று அல்லது 1 மீற்றரில் மில்லியனில் ஒரு பகுதி) அலை வடிவில் வரும் ஊதா கடந்த கதிர்வீசலை உறிஞ்சும் தன்மை கொண்டது. இவ் ஓசோனின் 90 சத வீதமானது 35 கி.மீற்றருக்குக் கீழேயே காணப்படுகின்றதுடன் அதிகளவான செறிவு 25 கி.மீற்றர் உயரத்திலேயே காணப்படுகின்றது. இவ் ஊதா கடந்த கதிர்வீசலின் உறிஞ்சலினாலேயே படை மண்டலம் வெப்பமடைகின்றதுடன் மிக உயர்வான வெப்பநிலைகள் மேல்மட்டங்களில் வெளிப்படுத்தப்படுகின்றது.

புவியின் ஈர்ப்புப் புலத்தினுள் நுழைகின்ற பெரும்பாலான எரிகற்கள் (Meteorites) இப்படைமண்டலத்தினுள் வரும்போது எரிந்து விடுகின்றதினால் மனித இனத்துக்குப் பாதுகாப்பு அளிப்பதாகவும் உள்ளது. முனைவுப் பகுதிகளில் மாரி காலத்தின் பிற்பகுதியில் அல்லது இளவேனிற்கால ஆரம்பப் பகுதியில் முனைவுப் படை மண்டலத்தின் குளிரான இரவுகளில் திடீரென, மிகவும் சடுதியான வெப்பஉயர்வு ஏற்படுகின்றதுடன் வெப்பநிலை இருநாட்களுக்கு $-8^{0}C$ இலிருந்து $-4^{0}C$ க்கு உயர்ந்து விடுகின்றது. இதற்கான காரணம் விளக்கப்படவில்லை. எனினும் இக் குறிப்பிட்ட காலத்தில் மேல் வளிமண்டலத்தில் ஏற்படும் பிரதான சுற்றோட்ட மாற்றங்களுடன் தொடர்பான படிதல் இதற்குக் காரணமாக இருக்கலாம்.

(iii) இடை மண்டலம்

இடை மண்டலம் (Mesosphere) என்ற சொல் "இடை" (Middle) என்ற கருத்தினைக் கொண்ட "மெசோ" (meso) என்ற சொல்லிலிருந்து பெறப்பட்டது. இம் மண்டலமானது படை மண்டலத்துக்கு மேலாக 80 கி.மீற்றர் உயரம் வரை

பரந்துள்ளதுடன் உயரத்துக்கேற்ப வெப்பநிலையும் வீழ்ச்சியடைந்து சென்று இப்படையின் மேல் எல்லையில் இடைமண்டலத் தரிப்பில் 90^0C ஆக மிகக் குறைந்த நிலையில் காணப்படுகின்றது. வளிமண்டலத்தின் மிகத்தாழ்ந்த வெப்பநிலைகள் இவ் இடைத்தரிப்பிலேயே இடம் பெறுகின்றதுடன் அங்கு சிலவேளைகளில் 100^0c ஆகவும் காணப்படுகின்றது. தாழ் இடைமண்டலத்திற் காணப்படும் மாரி மேலைக்காற்றுகள் 70 கி.மீற்றர் உயரத்தில் தமது அதிகளவான வலிமையைச் செக்கனுக்கு 80 மீற்றர்களாக அதிகரிக்கின்றது.

(iv) வெப்ப மண்டலம்

வெப்பமண்டலத்தில் வெப்பநிலையானது உயரத்திற்கேற்ப மீண்டும் அதிகரிக்கின்றது. இப்படையில் வளிமண்டலத்தின் அடர்த்தியானது மிகக் குறைவாகக் காணப்படுகின்றதுடன் படையின் தாழ் பகுதிகளில் நைதரசன் மற்றும் மூலக்கூற்று வடிவத்தில் ஒட்சிசனும் கலந்திருக்க 200 கி.மீற்றருக்கு மேல் ஒட்சிசன் அணுக்கள் அதிகளவிற் காணப்படுகின்றன. ஞாயிற்றுக் கதிர்வீசலின் 0.2 மைக்குரோன்களுக்குக் குறைவான அலை நீளத்தில் வரும் சிற்றலை ஊதா கடந்த கதிர்களை உறிஞ்சும் தன்மையை இவ் ஒட்சிசன் அணுக்கள் (0) கொண்டிருப்பதால் உயர்ந்த வெப்பநிலையானது 1200^0c வரையிலும் செல்லுகின்றது. இக் கதிர்வீசலானது இந்நிலையில் உறிஞ்சப்படாது புவிமேற்பரப்பை அடையுமாயின் அதனால் மனிதர்களுக்குத் தோற் புற்றுநோய் போன்ற நோய்கள் ஏற்படலாம்.

(v) புறமண்டலம் அல்லது காந்த மண்டலம்

வெப்பமண்டலத்துக்கு அப்பால் ஏறக்குறைய 700 கி.மீற்றர் உயரத்திற் "புற மண்டலம்" (Exosphere) காணப்படுகின்றது. வளிமண்டலம் அடர்த்தி குறைந்ததாகக் காணப்படுகின்றதுடன் இப்பகுதியில் அலைவரிசையாக அயனாக்கப்பட்ட துணிக்கைகள் (Ionized particles) செறிந்துள்ளன. இது "வான் அலன் வலயம்" (Van allen belt) என அழைக்கப்படும். வளிமண்டலத்தின் கோட்பாட்டு ரீதியான வெளி எல்லை 80,000 கி.மீற்றராகும். படை மண்டலத்தரிப்பின் கீழ் காணப்படும் அயன, படை மண்டலங்கள் வளிமண்டல மொத்தத் திணிவில் 99 சத வீதத்தினைக் கொண்டுள்ளன. இப் பகுதியிற் தான் பெரும்பாலான வளிமண்டலச் சுற்றோட்ட ஒழுங்குகள் இடம் பெறுகின்றன. படையாக்கத்தரிப்புக்கு அப்பாற் காணப்படும் 80,000 கி.மீற்றர் தடிப்பான படையானது வளிமண்டலத் திணிவில் 1 சத வீதத்தைக் கொண்டுள்ளது.

2. வளிமண்டலத்தின் சேர்க்கை

வளிமண்டலத்தின் செயற்பாடுகள் சிக்கலானதாக இருப்பது போன்று அதன் குத்தான அமைப்பும் சிக்கலானதாகவே காணப்படுகின்றது. 1852 இல்

வளிமண்டலத்தின் இரசாயன உருவாக்கங்கள் பற்றிய அளவீடுகள் "றெக்னோல்ட்" (Regnault) என்பவரால் மேற்கொள்ளப்பட்டதுடன் தெளிவான வரண்ட காற்றுக்கள் சீரானதாகவும், நிலையானதாகவும் காணப்படுவதாகக் குறிப்பிட்டார். ஆனால், புவிமேற்பரப்பில் இருந்து 80 கி.மீற்றருக்குள் எப்பகுதியிலாவது எடுக்கப்படும் வரண்ட, மாசுபடாத வளியினை ஆராய்ந்தால் அதிற் பிரதான வாயுக்களின் சார்பளவிலான விகிதங்கள் வேறுபடுவதைக் காணமுடியும். தனிப்பட்ட சில வாயுக்கள் மீளவும் பரவுவதற்கான மூலக்கூற்றுப் பரவல் ஏற்படுவதற்கு வாயுக்களுக்கிடையிலான கலப்புக்கள் 80 கி.மீற்றருக்கு மேல் காணப்படவில்லை.

வளி ஓர் இரசாயனக் கலவை என்பதிலும் பார்க்க வாயுக்களின் கலப்பென்றே கூறலாம். இதன் எல்லாக் கூறுகளும், ஒரு குறிப்பிட்ட நிலையான இரசாயன அம்சங்களுடன் வரண்ட காற்றாக வருவதற்குப் பரவுகின்றன. வளியின் இக் கலப்பிற் காணப்படும் சேர்க்கைகள் **அட்டவணை 2.1** இல் காட்டப்படுகின்றன. புவியின் தோற்ற காலத்திலிருந்து வளிமண்டலச் சேர்க்கைகளில் மாற்றங்கள் ஏற்பட்டு வந்துள்ளன. இரண்டாவது பிரதான வாயுவாக இருக்கின்ற ஒட்சிசன் ஒளித்தொகுப்புத் தாவரங்களின் மூலம் உற்பத்தி செய்யப்படுவது ஆரம்பகால வளி மண்டலத்தில் காணப்பட்டிருக்கவில்லை. வளிமண்டலச் சேர்க்கையில் சிறிய வீதங்களில் காணப்படும் CO_2, SO_2, NO_2, O_3 ஆகிய வாயுக்களில் கைத்தொழில் புரட்சியின் பின் மாற்றங்கள் ஏற்பட்டு வந்துள்ளன. காலநிலையில் இவற்றின் பாதிப்புக்கள் குறிப்பிடத்தக்கனவாக உள்ளன. சக்திப் பாய்ச்சல்களுடன் இவை பெரிதும் தொடர்புபட்டிருப்பதினால் அவற்றின் பௌதீக, இரசாயனவியல் இடைவீட்டுத் தொடர்புகளை விளங்கிக் கொள்வதன் மூலம் அவற்றின் தாக்கங்களை இலகுவில் அறிய முடியும். இயற்கையான வளி மண்டலமானது 3 வகையான உள்ளடக்கத்தைக் கொண்டிருக்கின்றன. அவை: 1. நிலையான வாயுக்கள், 2. மாறுபடும் வாயுக்கள், 3. வாயுக்கள் அல்லாத கூட்டுக்கள்.

1. நிலையான வாயுக்கள் (Permanent gases)

வளிமண்டலத்தில் காணப்படும் நிரந்தரமான வாயுக்களான நைதரசனும் ஒட்சிசனும் மொத்த வாயுக்களிற் 99 சத வீதத்துக்கும் மேல் கொண்டிருக்கின்றன. வளிமண்டல வாயுக்களில் நைதரசன் 78.09 சத வீதத்தைக் கொண்டிருப்பதுடன் புவிமேற்பரப்பிலிருந்து 100 கி.மீற்றர் வரையும் பரந்துள்ளது. நைதரசன் துணிக்கைகளின் பெருமளவிலான செறிவு கீழ்ப் பகுதியில் 50 கி.மீற்றரில் செறிந்துள்ளதுடன் 50-100 கி.மீற்றர் பகுதிகளில் நைதரசன் அணுக்கள் காணப்படுகின்றன. ஒட்சிசன் வாயுவானது இரசாயன ரீதியாக அதிக இயக்கத்தைக் கொண்டிருந்தாலும் ஏனைய பதார்த்தங்களுடன் (substances) பெரும்பாலும் இணைந்தே காணப்படுகின்றது. ஆர்கன் ஏனைய வாயுக்களுடன் அல்லது கூட்டுக்களுடன் இரசாயன ரீதியாகச் செயலாக்கம் புரிவதில்லை. ஒட்சிசன் வாயுவானது வளிமண்டலச் சேர்க்கையில் 20.95 சத வீதத்தை உள்ளடக்குகின்றது. ஒட்சிசன் வளிமண்டலத்தில் 120 கி.மீற்றர் வரையும்

அட்டவணை 2.1: மாறன் மண்டலத்தில் வரண்ட வளியின் சராசரி வாயுக்களின் சேர்க்கை

வாயு		சத வீதம் (ppm)
1. நைதரசன்	(N_2)	78.09
2. ஒட்சிசன்	(O_2)	29.95
3. ஆகன்	(Ar)	0.93
4. நீராவி	(H_2O)	Variable
5. காபனீரொட்சைட்	(CO_2)	340 ppmv
6. நியன்	(Ne)	18 ppmv
7. கீலியம்	(He)	5 ppmv
8. கிறிப்ரன்	(Kr)	1 ppmv
9. கீநோன்	(Xe)	0.08 ppmv
10. மெதேன்	(CH_4)	2 ppmv
11. ஐதரசன்	(H_2)	0.5 ppmv
12. நைத்திரசு ஒட்சைட்டு	(N_2O)	0.3 ppmv
13. காபன் ஓரொட்சைட்	(Co)	0.05 0.2 ppmv
14. ஓசோன்	(O_3)	Variable
15. அமோனியா	(NH_3)	4 ppbv
16. நைதரசன் ஈரொட்சைட்	(NO_2)	1 ppbv
17. கந்தகவீரொட்சைட்	(SO_2)	1 ppbv
18. ஐதரசன் சல்பைட்டு	(H_2S)	0.05 ppbv

காணப்படுகின்றதுடன் 60 கி.மீற்றருக்குக் கீழ் மூலக்கூற்று ஒட்சிசனாகவும், (Molecular oxygen) அதற்கு மேல் ஒட்சிசன் அணுக்களாகவும் (0) அமைந்துள்ளன.

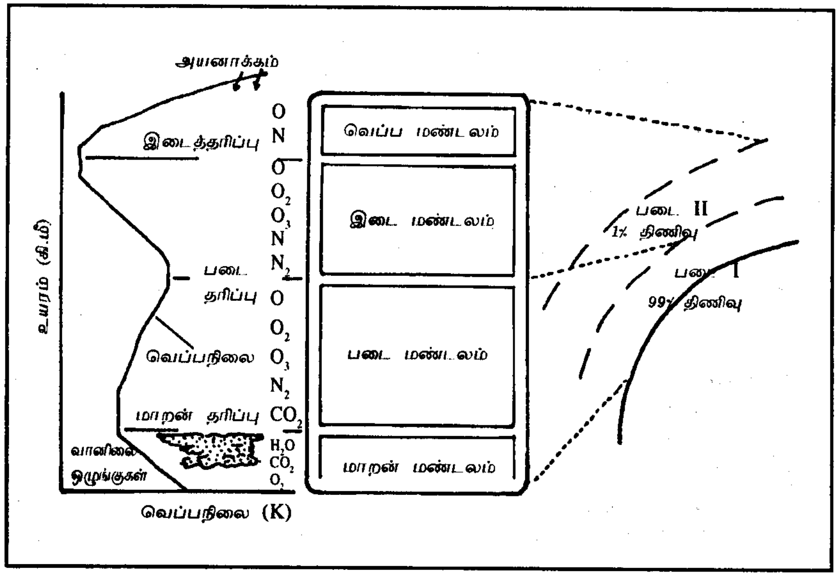
2. மாறுபடும் வாயுக்கள் (Variable gases)

இவ் வாயுக்களில் சில இயற்கையாக இடம் பெற்றிருந்தாலும் ஏனையவை எரிதல் (combustion) போன்ற உள்ளூர்ச் செயன்முறைகளின் விளைவினால் ஏற்படுகின்றன. வளிமண்டலவியற் செயன்முறைகளில் முக்கிய அம்சங்களாக விளங்கும் மாறுதன்மை கொண்ட வாயுக்கள் 3 பிரதான வகைகளைக் கொண்டு காணப்படுகின்றன.

(i) நீராவி (Water vapour)

நீரின் வாயுநிலையே நீராவியாகும். வாயு (நீராவி), திரவ (நீர்), திண்ம (பனிப்படலம்) வடிவில் இயற்கையாக இடம் பெறுவதுடன் ஞாயிற்றுக் கதிர் வீசலுக்கேற்ப தனது நிலையை மாற்றுகின்ற தன்மையையும் கொண்டுள்ளது. புவிமேற்பரப்புக்கு அண்மையில் வளிமண்டல உள்ளடக்கத்தில் 4 சத வீதத்தினைக் கொண்டிருக்கிறதுடன் 10 12 கி.மீற்றருக்கு மேற் காணப்படவில்லை. நீராவி வானிலை ஒழுங்கின் பிரதான அம்சமாகக் காணப்படுகின்றது. புவிமேற்பரப்பிலிருந்து 6 கி.மீற்றரில் 90 சத வீதத்துக்கு மேற்பட்ட நீராவி அமைந்துள்ளது. நீராவி குறைவாகக் காணப்படுமிடங்களில் காற்று வரட்சியாகக் காணப்படும். வளிமண்டலத்தின் குத்தான அமைப்பையும், சேர்க்கையையும் **வரைபடம் 2.2** எடுத்துக் காட்டுகின்றது.

வரைபடம் 2.2: வளிமண்டலத்தின் குத்தான அமைப்பின் மாதிரிகள்



(ii) காபனீரொட்சைட் (Carbon dioxide)

புவியில் இருந்து வரும் நெட்டலைக் கதிர்வீசலை இவ்வாயு உறிஞ்சுகின்றது. புவிவாழ் உயிரினங்களுக்கு மிகவும் பயனுள்ளவையாகவும், உயிரினச் சூழலுடன் நெருங்கிய தொடர்பைக் கொண்டதாகவும் விளங்குகின்றது. தாவரங்களின் ஒளித்தொகுப்புச் செயற்பாட்டில் முக்கியமானதாக இருப்பதுடன் நாம் வெளிவிடுகின்ற காபனீரொட்சைட்டைத் (கரியமில வாயு) தாவரங்கள் ஒட்சிசனாக மாற்றுகின்றன. கரைசல் நிலையில் காணப்படும் காபனீரொட்சைட்டின் பெருமளவு சேமிப்பைச் சமுத்திரங்கள் கொண்டிருக்கின்றன. வளிமண்டலத்தில் ஏறக்குறைய 2 கி.மீற்றரிலும், 50 கி.மீற்றர் வரையிலும் காணப்படுகின்றது.

(iii) ஓசோன் (Ozone)

படைமண்டலத்தின் பிரதான உள்ளடக்கமாக இருப்பதுடன், ஊதா கடந்த கதிர்வீசலை உறிஞ்சுவதன் மூலம் இப்படையின் வெப்பநிலையை அதிகரிக்கின்றது. வளிமண்டலத்தில் இவ்வாயு சிறியளவிற் காணப்பட்டாலும் புவி வளிமண்டல ஒழுங்கில் இதன் தாக்கம் அதிகமானது. புவி மேற்பரப்பிலிருந்து 30 40 கி.மீற்றரில் ஓசோனின் அதிகளவான உற்பத்தி காணப்படுகின்றதுடன் அதிக செறிவு 10 கி.மீற்றரிலேயே உள்ளது. மிகவும் உயரமான பகுதியில், 60 கி.மீற்றருக்கு மேல் ஓசோன் உற்பத்தியின் அதிகளவான வீதத்தைப் பராமரிப்பதற்கு மூலக்கூற்று ஒட்சிசன்போதுமானவையாக இல்லை என்பது குறிப்பிடத்தக்கது. உயர் பகுதிகளிற் சிற்றலைக் கதிர்வீசல் உறிஞ்சப்படுவதினால் 10 கி.மீற்றருக்குக் கீழ் இவற்றின் அளவு குறைவாகக் காணப்படுகின்றது. ஓசோன் படையானது நிலையற்றது. அடிக்கடி மாறும் தன்மையுடையது.

3. வாயுக்கள் அல்லாத கூட்டுக்கள்

வளிமண்டலம் பிரதான வாயுக்களை மட்டுமன்றி, வாயுக்களல்லாத (non-gaseous) கூட்டுக்களையும் கொண்டிருக்கின்றது. அவற்றில் தூசு, புகை, சமுத்திரங்களிலும், ஒடுங்குதலுக்குட்பட்ட நீரிலிருந்தும் ஏற்படுகின்ற உப்புத் துணிக்கைகளும் அடங்குகின்றன. ஒரு கியூபிக் மீற்றர் வளியிற் காணப்படும் இலட்சக்கணக்கான துணிக்கைகளில் இவை பரவலாகச் செறிந்துள்ளதுடன் வளிமண்டலத்தினூடாகக் கடத்தப்படும் கதிர்வீசலையும் பாதிக்கின்றன. வளிமண்டலத்திற் காணப்படும் தூசுத் துணிக்கைகள் மெல்லியதாகவும், சிறியதாகவும் காணப்படுவதினால் காற்றுக்களினால் எடுத்துச் செல்லப்படுகின்றன. வரண்ட பாலைவனங்கள், எரிமலை வெடிப்புக்கள், கடற்கரையோரங்கள், ஏரிப்படுக்கைகள் என்பவற்றில் இருந்து தூசுக்கள் அள்ளிச் செல்லப்படுகின்றன. வளியின் மேற்படைகளில் தூசுக்களாகக் காணப்படும் இவையே சூரிய அஸ்தமன, மற்றும் உதயத்தின் போது சிவப்பு நிறங்களாகக் காட்சியளிக்கின்றன.

சில தூசுத் துணிக்கைகள் கருக்களாகச் செயற்படுவதினால் அவற்றைச் சுற்றி முகிற் துணிக்கைகள் உற்பத்தி செய்யப்படுவதற்கு நீராவியானது ஒடுங்குகின்றது. கைத்தொழில் நகரங்களின் மேலாக ஒருங்குகின்ற இரசாயனத் தூசுக்கள் (smog) புகை மூட்டங்களாகக் காட்சியளிக்கின்றன. வளிமண்டலத்தில் இடம் பெறுகின்ற முழு ஈரப்பதனும், தூசும், முகில்கள், படிவுவீழ்ச்சி ஆகியவை எல்லாம் மாறன் மண்டலத்திற்கிடையிலேயே (3.5–12 மைல்) இடம் பெறுகின்றன. வளிமண்டலத்தில் முகில்கள் பொதுவாகக் காணப்பட்டாலும் மத்திய, இடையகலக் கோட்டுப் பகுதிகளிலேயே முகிற்போர்வை அதிகளவாகக் காணப்படுகின்றது. எரிமலை வெடிப்புக்களிலிருந்து வரும் தூசுக்களும், காட்டுத் தீயினால் ஏற்படும் புகைகளும் கடற் குமிழி வெடிப்பு (Buble burst), மனித நடவடிக்கைகளும் சேர்ந்து மென்மேலும் அதிகரித்து வருகின்றன. நில முகாமைத்துவம் குறைவான

பகுதிகளில் ஏற்படும் மண் அரித்தலின் காரணமாகவும் சுவட்டு எரிபொருட்களின் எரிவிலிருந்து வெளிவரும் புகைகளின் காரணமாகவும் இவை ஏற்படுகின்றன.

அட்டவணை 2.2: வளிமண்டலத்தின் சேர்க்கைகள் சிலவற்றுக்கான மூலாதாரங்கள்

பொருட்கள்	மூலாதாரங்கள்
தூசுத்துணிக்கைகள்	எரிமலைகள், எரிதல், காற்றின் செயற்பாடு, கைத்தொழில், காட்டுத்தீ, கடற் குமிழி வெடிப்பு
ஐதரோகாபன்கள்	இயந்திரங்களின் உள்ளார்ந்த எரிதல், நுண்கிருமிகள், தாவரங்கள்
சல்பர் கூட்டுக்கள் (SO_2, H_2S, H_2, SO_4)	நுண்கிருமிகள்,உயிர்ச்சுவட்டு எரிபொருட்கள், எரிமலைகள், கடற் குமிழி வெடிப்பு
நைதரசன் கூட்டுக்கள்	நுண்கிருமிகள், எரிதல்

எல்லாத் துணிக்கைகளும் வளிமண்டலத்துக்கு எடுத்துச் செல்லப்பட்டுக் குறிப்பிட்ட காலத்துக்கு அங்கு நிலைத்திருக்கின்றன. அவற்றில் 100 மைக்குரோன்கள் ஆரையையுடைய பாரமான துணிக்கைகள் ஈர்ப்புத் தாக்கத்தினால் நிலத்தினை நோக்கி வீழ்ச்சியடைந்து விடுகின்றது. ஏறக்குறைய 80 சத வீதமான துணிக்கைகள் புவிமேற்பரப்பிலிருந்து 1 கி.மீற்றருக்கு மேல் எழுச்சியடைவதில்லை. ஆனால் மிக நுண்ணிய சிறு துணிக்கைகள் (10 மைக்குரோன்ஸ் ஆரை) 10–15 கி.மீற்றர் உயரத்துக்கு உயர்ந்து செல்வதுடன் பல வருடங்களாக அங்கு நிலைத்தும் விடுகின்றன.

அண்மைக் காலங்களில் மனித நடவடிக்கைகளின் காரணமாக வளிமண்டலத்தின் இரசாயனச் சமநிலையிற் குறிப்பிடத்தக்க மாற்றங்கள் இரு அம்சங்களில் ஏற்பட்டுள்ளது.

(i) காபனீரொட்சைட் வாயுவின் அதிகரிப்பு

19ஆம் நூற்றாண்டின் இறுதிப் பகுதியில் காபனீரொட்சைட்டின் வளிமண்டலச் செறிவானது ஏறக்குறைய 290 பகுதிகள் தலா மில்லியனுக்கு (ppm) எனக் காணப்பட்டிருந்தது. கைத்தொழில் மாசுபடுதலினாற் பாதிக்கப்படாத, பசிபிக்கில் உள்ள "மொனாலோவா" என்ற இடத்தில் உள்ள அவதான நிலையத்திலிருந்து மேற்கொள்ளப்பட்ட மிகக் கவனமான அளவீடுகளின்படி

காபனீரொட்சைட்டின் (CO_2) வருடாந்தச் சராசரிச் செறிவானது 341 பி.பி.எம் ஆக அதிகரித்துள்ளது எனக் காட்டப்பட்டது. இது 15 சத வீத அதிகரிப்பைக் கொண்டிருந்தது. தென் முனைவுப் பகுதியிலும், வேறு இடங்களிலும் மேற்கொள்ளப்பட்ட வேறுசில அவதானிப்புக்களும் இதனை உறுதிப்படுத்தின. இன்று இவ் வாயுவின் செறிவில் ஏற்படும் அதிகரிப்பானது வருடத்துக்கு ஏறக்குறைய 0.3 சத வீதமாகவே உள்ளது.

(ii) படை மண்டல ஓசோன் பரம்பலில் தேய்வு

படைமண்டலத்தின் மிகச் சிறிய உள்ளடக்கமாக இருக்கும் ஓசோன் மிக முக்கியத்துவமுடையது. ஓசோன் உருவாக்கப்படுவதற்கும் அழிக்கப்படுவதற்குமிடையிலான சமநிலை வீதத்திலேயே இதன் தற்போதைய அளவு காணப்பட வேண்டும். அப்பொழுதுதான் இயற்கையான சமநிலை காணப்படும். ஆனால் இத்தகைய இயற்கைச் சமநிலை மனிதனின் தலையீட்டினாற் பாதிக்கப்பட்டு ஓசோன் இழப்பு இருவழிகளில் ஏற்பட்டு வருகின்றது.

(i) படைமண்டலத்திற் பறக்கும் அதிவேக விமானங்கள் (சுப்பசோனிக்) மாற்றமற்றிருக்கும் வளிமண்டலச் சூழலில் NO, NO_2 ஆகிய வெப்ப வெளியேற்ற வாயுக்களை (hot exhaust gases) வெளியேற்றி விடுகின்றன. இவை மாறன் மண்டலத்துடன் அதிகளவு கலக்க மாட்டாது. ஆனால் இப்படையினுள் வெளிவிடப்படும் எந்தப் பொருட்களும் வருடக்கணக்காக வளியில் நிலைத்திருக்கும். அதனால் பின்வரும் தாக்கங்கள் (reactions) ஏற்படும். $NO+O_3 => NO_2+O_2$ மற்றும் $NO_2+O => NO+O_2$. இது ஓசோன் படையை அழித்து விடுவதினால் புவிமேற்பரப்பை அடையும் ஊதா கடந்த கதிர்வீசலின் அளவினை அதிகரித்து விடுகின்றது. இதனால் வளர்ச்சியடையும் பயிர்களுக்குக் கேடுவிளைவதுடன் தோற் புற்று நோய்களையும் அதிகரித்து விடுகின்றது. தற்போது குறைந்த அளவிலான விமானங்கள் இப்பகுதியில் இயங்குவதால் அபாயம் குறைவாக உள்ளது.

(ii) குளோரோ புளுரோ காபன்கள் எனப்படும் சில இரசாயனங்களின் பயன்பாட்டினாலும் ஓசோன் படையில் பாதிப்பு ஏற்படுகின்றது. இவை ஏறக்குறைய 6 பில்லியன் அளவு வருடாந்தம் உற்பத்தி செய்யப்படுகின்றது. வளிமண்டலத்தின் இயற்கைக் கலப்பினால் இவை படை மண்டலத்துக்குக் கொண்டு செல்லப்படுகின்றதுடன் பிரிந்தழிகின்றன. இதனால் ஏற்படும் குளோரின் அணு (Chlorine atom) ஓசோனுடன் தாக்கம் புரிந்து அதனைச் சாதாரண ஒட்சிசனாக உடைத்து விடுகின்றது. $Cl+O_3=>ClO+O_2$ இப்பிரச்சினையானது 1985 இல் அன்ரார்டிக்காக் கண்டத்தின் மேலாக உள்ள ஓசோன் படையில் துளைகள் (holes) விழுந்திருந்ததை அவதானித்த போது மேலும் கவனத்தைப் பெற்றுக் கொண்டது.

3

வளிமண்டலத்தின் சக்தி

2000 வருடங்களுக்கு முன்பு அரிஸ்டோட்டில் என்பவர் புவியின் மத்திய கோட்டுக்கும் முனைவுப் பகுதிக்குமிடையிலான வெப்ப வேறுபாடே வளி மண்டலப் பொதுச் சுற்றோட்டத்தை ஏற்படுத்துகிறது என எடுத்துக் கூறினார். புவி வளிமண்டல ஒழுங்கில் இடம்பெறும் பௌதீகச் செயன்முறைக்கான வெப்பச் சக்தியில் 99.7 சத வீதம் சூரியனிடமிருந்து பெறப்படுகின்றது. இவற்றுடன் எரிமலை வெடிப்புக்கள், வெப்ப நீருற்றுக்கள் ஆகிய புவி வெப்பச் சக்தியிலிருந்தும் கிடைக்கின்றன. வளிமண்டலத்திற் காணப்படும் சக்தி 4 வகையாகக் காணப்படுகின்றது.

(1) **இயக்கப் பண்புச் சக்தி:** (Kinetic energy) அசைவின் போது திணிவிலிருந்து ஏற்படுகின்ற சக்தியே இயற்கைப் பண்புச் சக்தியாகும்.

(2) **நிலைப்பண்புச் சக்தி** (Potential energy): வளியின் ஒரு பகுதியானது தனது நிலைமையின் காரணமாகக் கொண்டிருக்கும் சக்தியாகும்.

(3) **மறைவெப்பச் சக்தி** (Latent heat energy) : ஒடுங்குதல் அல்லது உறைநிலைச் செயன்முறையின் போது உறிஞ்சப்படும் அல்லது வெளிவிடப்படும், சேமித்து வைக்கப்படும் வெப்பச் சக்தியே மறைவெப்பச் சக்தியாகும். நீரை ஆவியாக்கவும், பனியை உருகச் செய்யவும் சக்தி தேவைப்படுகின்றது. அச்சக்தி நீராவி ஒடுங்கும் போது அல்லது நீர் உறைநிலையை அடையும் போது வெளிவிடப்படுகின்றது.

(4) **வெப்பச் சக்தி** (Thermal energy): காற்றுத் திணிவுகளுக்கிடையே அதன் வெப்ப நிலைமை காரணமாகவும் அதன் காரணமாகத் துணிக்கை அசைவினாலும் சேமித்து வைக்கப்படும் சக்தியே வெப்பச்சக்தியாகும்.

வெப்பச் சக்தியானது வளிமண்டலத்தில் 5 வழிகளிற் பரிமாற்றம் செய்யப்படுகின்றது. அவையாவன:

(i) **மேற்காவுகை** (Convection)

அதிகரிக்கும் வெப்பத்தினால் வெப்பமடைந்த வளிமண்டலம் ஒரு நிலையிலிருந்து இன்னொரு நிலைக்குப் பௌதீகரீதியாகக் கொண்டு செல்லப்படும் செயன்முறையே மேற்காவுகையாகும். மேற்காவுகைக் கலங்களுக்கு இடையில் வலிமையான மேல் இழுப்பைக் கொண்ட காற்று அசைவு இடம் பெறுகின்றது. அத்துடன் வெப்ப, ஈரமான காற்று புவிமேற்பரப்பில் வெப்பப் படுத்தப்படுவதினால் மேலெழுந்து குளிர்ச்சியடைந்து, ஒடுங்கி நீர்த்துளிகளை உருவாக்கி மழைவீழ்ச்சியாக இடம்பெறுகின்றது. இது மேற்காவுகைப் படிவு வீழ்ச்சி எனப்படும்.

(ii) **கடத்தல்** (Conduction)

மூலக்கூறுகளின் தாக்கத்தினால் ஊடு பொருளினால் இடமாற்றப்படும் சக்தியே வெப்பச்சக்தியாகும். இடமாற்றும் ஊடுபொருட் சாதனமான வளி அசைவுக்குட்படுவதில்லை. மிகவும் சக்தி வாய்ந்த, வெப்ப மூலக்கூறுகள் தமது அயலில் உள்ளவற்றுடன் மோதுவதினால் அவற்றை எழுச்சியடையச் செய்கின்றன. வளியில் இது சார்பளவில் மெதுவாகவும், மண் அல்லது நீரில் ஒரு விரைவான செயன்முறையாகவும் காணப்படும்.

(iii) **மறை வெப்பக் கடத்தல்** (Latent heat transfer)

ஒரு குறிப்பிட்ட இடத்தில் உருகுதல் அல்லது நீரின் ஆவியாக்கத்தினால் உறிஞ்சப்படும் வெப்பச் சக்தியானது வளிமண்டலத்தின் எங்கோ ஒரு பகுதியில் நீராவியானது ஒடுங்குதல் அல்லது நீர் உறையும் போது வெளிவிடப்படுவதினால் மறைவெப்ப இடமாற்றம் நிகழ்கின்றது.

(iv) **கதிர் வீசல்** (Radiation)

வான வெளியூடாக அசையும் அலைகளின் செயன் முறையினால் இடமாற்றப்படும் சக்தியே கதிர்வீசலாகும். வான வெளியினூடாக அசையும் இவ் அலைகள் ஒளியின் வேகத்தில் ($3x10^8$ m/sec) செல்கின்றன. வெப்பத்தைக் கொண்டிருக்கும் எந்த ஒரு பொருளிலிருந்தும் வீசப்படும் அலை போன்ற வடிவமே மின்காந்தக் கதிர்வீசல் எனப்படும்.

(v) **புடைக்காவுகை** (Advection)

வளிமண்டலத்தின் திணிவு திணிவான அசைவினால் (காற்றுக்கள்) கிடையாக இடமாற்றப்படும் வெப்பச்சக்தியே புடைக்காவுகையாகும். உதாரணமாக

வடகோளத்தில் தெற்கிலிருந்து வீசும் காற்றுக்கள் சூடான வளியை முனைவுப் பக்கமாக இடமாற்றம் செய்கின்றன.

ஒவ்வொரு பொருளும் 0^0 கெல்வின் அல்லது -273^0 செல்சியசுக்கு (O^0 Kelvin or -273^0 celsius) மேல் வெப்பநிலையைக் கொண்டிருப்பின் அலை வடிவில் எல்லாப் பக்கங்களுக்கும் கதிர்வீசல் தெறிக்கப்படும். இவ் அலைகள் வானவெளியினூடாக $3X10^8$ மீற்றர்கள்/செக்கனுக்கு என்ற வேகத்தில் (செக்கனுக்கு 186,000 மைல்கள்) கடந்து செல்கின்றன. வேறுபட்ட கதிர்வீசல் வகைகள் தமக்கேயுரிய அலைநீளங்களின் பண்பைக் கொண்டுள்ளன. அலைநீளம் (wave length) என்பது அலை அசைவின் தாழிக்கும் முடிக்குமிடையிலான தூரமே. இவ் அலைநீளங்களின் வீச்சானது பல கிலோ மீற்றர்கள் நீளமுள்ள நீண்ட வானொலி அலைகளிலிருந்து ஒரு சென்ரி மீற்றரின் பில்லியனில் ஒரு பகுதியாக விளங்கும் X - கதிர்கள் வரை வேறுபடும். சூரியன், பூமியிலிருந்து வரும் பெரும்பாலான கதிர்வீசலின் அலை நீளங்களானது புலப்படும் ஒளியின் ஓரங்களில் காணப்படும். இதனை அளவிடுகின்ற நியம அலகு மைக்குரோன் (Micron) எனப்படும். ஒரு மைக்குரோன் ஒரு மீற்றரில் மில்லியனில் ஒன்று (10^{-6}) அல்லது மில்லி மீற்றரில் ஆயிரத்திலொரு பகுதி (10^{-3}). சூரிய கதிர்வீசலின் 99 சத வீதமான பகுதி 0.15 - 4.0 மைக்குரோன் அலைநீளங்களுக்கிடையே காணப்படுகிறது.

கதிர்வீசலின் பண்பு இரு விதிகளின் மூலம் சுருக்கமாகத் தரப்படுகின்றது.

(1) **ஸ்ரீபன்-பொல்ட்ஸ்மன் விதி** (Stefan-Boltzmann Law)

தனது வெப்பநிலையின் காரணமாக எல்லா அலைநீளங்களிலும் அதிகூடிய கதிர்வீசலை வெளியேற்றுகின்ற ஒரு கரும் பொருளிலிருந்து வெளியேறும் கதிர்வீசலானது அதன் தனி வெப்பநிலையின் 4 ஆம் அடுக்குக்கு நேர் விகிதசமனாக இருக்கும்.

வெளியேற்றம் (Flux) ; $f = \sigma T^4$

σ ஸ்ரீபன் - பொல்ட்ஸ்மன் மாறிலி $= 8.14 \times 10^{-11}$ ly min.$^{-1}$ k^{-4}

$= 5.67 \times 10^{-8}$ Wm^{-2} k^{-4}

(2) **வீயன் இடம்பெயர் விதி** (Wien Displacement Law)

ஒரு கரும் பொருளிலிருந்து அதிகூடிய செறிவு வெளியேற்றத்தின் அலை நீளமானது அப்பொருளின் தனி வெப்பநிலைக்கு நேர்மாறு விகிதசமனாகக் காணப்படும்.

$$\lambda \text{ Max} = \frac{2897}{T} \times 10^{-6} \text{ m} = \frac{2897}{T} \mu\text{m}$$

1. மின்காந்தக் கதிர் வீசல் (Electromagnetic Radiation)

சூரியனே புவிமேற் காணப்படும் எல்லாக் கதிர்வீசலுக்கும் மூலாதாரமாக விளங்குகின்றது. வானவெளியை நோக்கி எல்லாத் திசைகளிலும் தொடர்ச்சியாக வீசப்படும் கதிர்வீசலின் மொத்த வெளியீட்டில் 2210 மில்லியனில் ஒரு பகுதியையே 149,450,000 கி.மீற்றர் தூரத்தில் தடுக்கின்றது. "வெப்பத்தைக் கொண்டிருக்கும் எந்தப் பொருளிலிருந்தும் வீசப்படும் அலைவடிவச் சக்தியே மின்காந்தக் கதிர்வீசல்" எனப்படும். இது வான வெளியினூடாக ஒளியின் வேகத்தில் செல்லக் கூடியது. இச்சக்தியின் முழு அலைநீள வீச்சும் "மின்காந்த நிறமாலை" எனப்படும். அலைநீளமானது ஒரு அலை முடியிலிருந்து மறுஅலை முடியை வேறுபடுத்தும் தூரத்தால் விளக்கப்படுகின்றது. அலைநீளத்தை அளவிடுவதற்கு மைக்குரோ மீற்றர் (Micrometer) அலகு பயன்படுத்தப்படுகின்றது. இந்த மைக்குரோ மீற்றருக்கான சுருக்கக் குறியீடு μm ஆக இருப்பதுடன் இதன் முதல் எழுத்து μ(mu) என்பது கிரேக்க எழுத்தாகும். மெற்றிக் அலகுகளில் மைக்குரோவைக் (Micro) குறிக்கப் (மில்லியனில் ஒன்று) பயன்படுகின்றது.

கதிர்வீசலின் அலைநீளமே அதன் பண்புகளைத் தீர்மானிக்கின்றது. மின்காந்தக் கதிர்வீசலில் ஒளியும், வெப்பமும் வெளிப்படையான வடிவங்கள். ஒளியானது 0.4 3.0 மைக்குரோன் சிற்றலை அலை நீளங்களைக் கொண்டவை. வெப்பமானது 3.0-30.0 மைக்குரோன் நெட்டலைகளைக் கொண்டவை. ஒரு பொருள் வெளியேற்றுகின்ற அலைநீளக் கதிர்வீசலுக்கும் அப்பொருளின் வெப்பநிலைக்குமிடையில் நேர்மாறான தொடர்புகள் காணப்படும். அதாவது வெப்பநிலை உயர்வாக இருக்கும் போது அலைநீளங்கள் சிறிதாக இருக்கும். சூரியனின் வெப்பமான மேற்பரப்பிலிருந்து ஒளிவடிவில் 0.4-0.7 மைக்குரோன் மீற்றர் அலைநீளங்களில் கதிர்வீசல் வெளியேற்றப்படுகின்றது. ஆனால் புவியின் மிகக் குளிரான மேற்பரப்பு வெப்பக் கதிர்வீசலைப் பெரும்பாலும் 7-15 மைக்குரோன் மீற்றர் அலைநீளத்தில் வெளியேற்றுகின்றது.

சூரியனிலிருந்து வெளியேறும் சக்தியை விஞ்ஞானிகள் சிற்றலைக் கதிர்வீசல் எனக் குறிப்பிடுகின்றனர். ஏனெனில் இது சிறிய தன்மையுடைய ஊதா கடந்த கதிர்கள், புலப்படக் கூடிய ஒளி, சிற்றலை நீளச் செந்நிறக்கீழ் அலைநீளங்கள் என்பவற்றைக் கொண்டுள்ளது. சிற்றலைக் கதிர்வீசல் 3 மைக்குரோன் மீற்றருக்குக் குறைவான அலைநீளங்களைக் கொண்டிருக்கின்றது. அதேவேளை நெட்டலைக் கதிர்வீசல் 3 மைக்குரோன் மீற்றருக்கு மேலான அலை நீளங்களைக் கொண்டுள்ளது.

வெப்பமான பொருள் எப்பொழுதும் குளிரான பொருட்களிலும் பார்க்க அதிகமான சக்தியை வெளிவீசும். புவிமேற்பரப்பினால் வீசப்படும் சக்தியினளவானது அதன் தன் வெப்பநிலை (absolute temperature) யின் 4 ஆம் அடுக்குடன் நேரடியான தொடர்புடையது. எனவே வெப்பநிலையில் ஏற்படும்

சிறிய அதிகரிப்பு ஒரு பொருளினால் வெளியிடப்படும் கதிர்வீசல் அளவிற் பாரிய அதிகரிப்பை ஏற்படுத்தும்.

ஞாயிற்றுக் கதிர் வீசலானது புவியின் மேல் அமைந்துள்ள வளிமண்டலத்தின் வெளிப்பகுதியை முதலில் அடைகின்றது. சூரியனிலிருந்து வரும் கதிர்வீசல் பரந்தளவான வீச்சுக் கொண்ட அலைநீளங்களில் காணப்பட்டாலும் 99 சத வீதமானவை 0.15 4.0 மைக்குரோன் மீற்றர் பகுதியிற் காணப்படும் சிற்றலைகளாக உள்ளன. 0.36 மைக்குரோன் மீற்றருக்குக் குறைவான அலைநீளங்களில் 9 சத வீதமான கதிர்வீசல் இடம்பெறுகின்றதுடன் கண்களால் பார்ப்பதற்கு அவை சிறியவையாக இருப்பதுடன் ஊதா கடந்த கதிர்கள் (ultraviolet) என அழைக்கப்படுகின்றன. புலப்படுகின்ற நிறமாலைப் பகுதியில் (0.36 0.7) 45 சத வீதமானவையும், செந்நிறக் கீழ் பகுதியில் (infrared) நெட்டலை வடிவில் 46 சத வீதமும் இடம்பெறுகின்றன. நிறமாலையின் புலப்படும் பகுதியின் மத்திய பகுதியில் கதிர்வீசற் செறிவு அதிகமாக இருப்பதினால் சூரியனானது வெள்ளைத் தன்மையுடையதாக அதன் நிறக் கூறுகளிற் கலப்புத் தன்மையைக் கொண்டிருக்கின்றது.

சூரியனில் இருந்து பெறப்படும் சக்தியினளவு வளிமண்டத்தின் வெளி எல்லையில் ஒரு சதுர சென்ரி மீற்றருக்கு 2 கலோரிகளாக (நிமிடத்துக்கு) இருக்கின்றன. சூரியனின் கதிர்கள் சரியான கோணத்தில் விழுகின்ற நிலையிலேயே இவ்வாறு அமைந்திருக்கும். இதன் பெறுமதி "ஞாயிற்று மாறிலி" (Solar constant) எனப்படும். மேல் வளிமண்டலத்தில் நுழையும் போது எக்ஸ் கதிர்கள், காமாக் கதிர்கள், சிறிய ஊதா கடந்த கதிர்கள் உடனடியாகவே உறிஞ்சப்பட்டு விடும். புவிமேற்பரப்பிலிருந்து 20 45 கிலோ மீற்றருக்கிடையில் ஊதா கடந்த கதிர்கள் ஓசோன் மூலக் கூறுகளினால் உறிஞ்சப்படுகின்றது. சூரிய கதிர்வீசலின் மறுபகுதி மாறன் மண்டலத்துக்குள் வரும்போது நீண்ட செந்நிறக் கீழ் கதிர்களின் சிறிய பகுதி இழக்கப்படுகின்றதுடன் சூரிய கதிர்வீசலின் ஏறக்குறைய அரைவாசிப் பகுதி புவிமேற்பரப்பினால் பெற்றுக் கொள்ளப்படுகின்றது. **(அட்டவணை 3.1)**

அட்டவணை3.1: வளிமண்டலத்தில் நுழையும் கதிர் அலைகளின் வகைகள்

வகை	அலைநீளம் (μm)	மொத்த சக்தியில் சதவீதம்
சிறியன		
X கதிர்கள், காமாக் கதிர்கள்	0.01-.0005	9
ஊதா கடந்த கதிர்கள்	0.2 - 0.4	
புலப்படும் ஒளிக்கதிர்கள்	0.4 - 0.7	41
செந்நிறக் கீழ் கதிர்கள்	0.7 - 3.0	
பெரியன		
வெப்பக் கதிர்கள்	3.0 - 3000	50

2. ஞாயிற்றுக் கதிர்வீசல் (Solar Radiation)

சூரியனில் இருந்து பெறப்படுகின்ற சக்தி சிற்றலைக் கதிர்வீசலாகப் புவியினால் பெற்றுக் கொள்ளப்படுகின்றது. வானிலை, காலநிலை ஆகிய தன்மைகளை ஏற்படுத்தும் காரணிகளுள் மிக முக்கியமான இடத்தைப் பெறுவது சூரியனிடமிருந்து பெறப்படும் வெப்பமே. சூரியனின் மேற்பரப்பு வெப்பநிலை 6000°C (11,000°F) ஆகக் காணப்படுகின்றது. ஏனைய பொருட்களைப் போன்று இதுவும் மின்காந்தக் கதிர்வீசல் வடிவிற் சக்தியை வெளியேற்றுகின்றது. இத் தீக்கோளத்திலிருந்து சக்தியானது நேராக வெளிநோக்கிச் செல்கின்றதுடன் ஒரு செக்கனுக்கு அதன் வேகம் 300,000 கி. மீற்றர்களாக (186,000 மைல்) உள்ளது. இவ்வேகத்தில் சூரியனிலிருந்து பூமிக்கான 150 மில்லியன் கி.மீற்றர் (93 மி.மைல்) தூரத்தினைச் சக்தியானது வந்தடைய 8 1/3 நிமிடங்கள் எடுக்கின்றது.

மின்காந்த நிறமாலையானது அலைநீளங்களின் அடிப்படையில் 4 பிரதான பகுதிகளாகப் பிரிக்கப்படுகின்றது. அவையாவன:

(i) ஊதா கடந்த கதிர்வீசல் (ultraviolet radiation)

இதன் அலைநீளம் 0.2-0.4 µm வரை காணப்படும். ஞாயிற்றுச் சக்தியில் இச்சிற்றலைகள் அதிகமாகக் காணப்படுவதுடன் புவி வளிமண்டலத்திலுள்ள வாயு மூலக் கூறுகளினால் பெரும்பாலும் இவற்றின் முழுப்பகுதியும் உறிஞ்சப்படுகின்றது. ஆனால் புவிமேற்பரப்பை நோக்கி ஊடறுத்துச் செல்லுவதினாற் பாரிய விளைவுகளை (மனித தோல்களுக்கு) ஏற்படுத்துகின்றன.

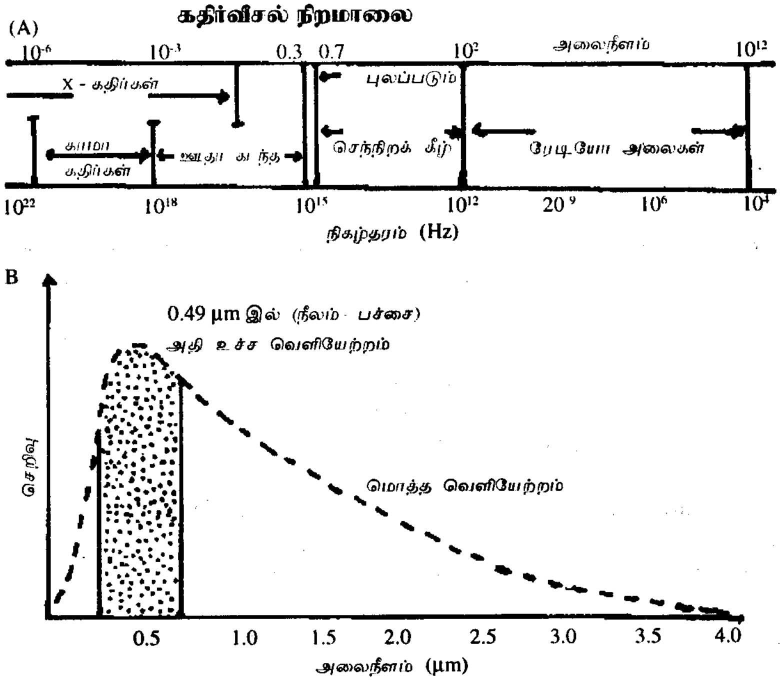
(ii) புலப்படும் வெளிச்சம் (visible light)

ஞாயிற்று நிறமாலையின் நடுப்பகுதியில் காணப்படுகின்றது. இதன் அலைநீளமானது 0.4-0.7 µm ஆக இருப்பதுடன் எமது கண்களால் இவ் ஒளிச்சக்தியைப் பார்க்க முடியும். இவ் ஒளியின் நிறமானது அலை நீளத்தினால் நிர்ணயிக்கப்படுகின்றது. சிற்றலை நீளங்கள் ஊதாவாகவும், நெட்டலை நீளங்கள் செந்நிறமாகவும் கருதப்படுகின்றது. இவற்றுக்கிடையில் நன்கு தெரிந்த நீலம், பச்சை, மஞ்சள், ஒரேஞ் நிறமாலைகள் காணப்படுகின்றன. இவ் அலைநீளங்கள் இலகுவாகப் புவியின் வளிமண்டலத்தை ஊடறுத்துச் செல்கின்றன. **(வரைபடம் 3.1)**

(iii) செந்நிறக் கீழ் கதிர்வீசல் (Infrared radiation)

இக் கதிர்வீசலானது 0.7-3.0 µm அலை நீளங்களிற் காணப்படுகின்றது. எமது கண்களுக்குப் புலப்படாதது. சிற்றலை வடிவிலான செந்நிறக் கீழ் கதிர்கள் வளிமண்டலத்தை இலகுவில் ஊடறுக்கின்றன.

வரைபடம் 3.1: (A) மின் காந்தக் கதிர்வீசல் நிறமாலை (B) ஞாயிற்றுக் கதிர்வீசல் நிறமாலை



(iv) வெப்ப செந்நிறக் கீழ் அலைநீளங்கள் (Thermal infrared)

3.0 மைக்குரோன் மீற்றரிலும் (µm) கூடிய நீளமுடையவையாக இருப்பதுடன் குளிரான பொருட்களிலிருந்து வீசுவனவாகவும் உள்ளன.

3. ஞாயிற்றுக் கதிர் வீசலின் பண்புகள்

சூரிய சக்தியை உருவாக்கும் மூலாதாரமாகச் சூரியனின் உட்பாகம் விளங்குகின்றது. மிக உயர்வான வெப்பநிலைகளில் ஐதரசன் கீலியமாக மாற்றப்படுகின்றது. இத்தகைய அணு உருகற் செயன்முறையின் போது அதிகளவான சக்தி உருவாக்கப்படுகின்றதுடன் சூரியனின் மேற்பரப்பை நோக்கியும் வருகின்றது. அணுசக்தி உற்பத்தி வீதமானது மாறிலியாக இருப்பதினால் சூரியக் கதிர்வீசல் வெளியீடும் ஏறக்குறைய மாறிலியாகவே இருக்கின்றது. புவிமேற்பரப்பினாற் பெறப்படுகின்ற உள்வருகின்ற ஞாயிற்றுக் கதிர்வீசல் அல்லது பெற்றவெயிலின் (insolation) அளவானது 4 வானியற் காரணிகளால் (astronomical) ஆட்சி செய்யப்படுகின்றது. அவையாவன:

(i) ஞாயிற்று மாறிலி (Solar Constant)

புவிமேற்பரப்பில் ஒரு சிறிய, குறிப்பிட்ட ஒரு பகுதியிற் பெறப்படுகின்ற, சூரியனின் கதிர்களுக்குச் செங்குத்தான கோணத்தில் இடம்பெறும் சூரியக் கதிர்வீசலின் அளவு எப்பொழுதும் மாறிலியாகவே இருக்கும். இத்தகைய சிற்றலை வடிவான உள்வரும் கதிர்வீசலின் வீதமானது ஞாயிற்று மாறிலி (Solar Constant) எனப்படும். இதன் பெறுமதி ஒரு சதுர மீற்றருக்கு 1400 வாட்ஸ் (Wm^{-2}) ஆக இருக்கும். புவியின் வளிமண்டலத்தினூடாகக் கடக்கும் போது சக்தி இழக்கப்படுவதற்கு முன்பு அதன் வெளி எல்லைகளுக்கு அப்பால் இது அளவிடப்படுகின்றது. புவிக்கதிர்வீசல் வரவு செலவுப் பரிசோதனைகளுக்காக 1977 இல் செலுத்தப்பட்ட நிம்பஸ் - 6 (Nimbus -6) செய்மதியிலிருந்து பெறப்பட்ட தகவல்களின் படி ஞாயிற்று மாறிலியானது 1392 வாட்ஸ் ஆக இருந்ததுடன் 1.6 சத வீத உயர்வையும் காட்டியது. சூரியனைச் சுற்றிவரும் புவிவட்டப் பாதையில் நீண்டகாலமாக ஏற்படும் படிப்படியான மாற்றங்களினால் இது ஏற்பட்டிருக்கலாம்.

(ii) சூரியனிலிருந்து தூர அமைவு (Distance from the Sun)

சூரியனைச் சுற்றிப் புவியின் சுற்றுவட்டப் பாதையின் மையக் கவர்ச்சி (eccentricity) காரணமாக சூரியனிலிருந்து புவியின் தூரத்தில் மாறுபாடுகள் ஏற்படுகின்றன. வருடத்தின் சில காலங்களைப் பொறுத்து ஞாயிற்று மாறிலிப் பெறுமதியில் 6 சத வீதம் வரையிலும் வேறுபாடுகள் ஏற்படுகின்றன. சூரியனிலிருந்து பூமியானது 147 $\times 10^6$ கி.மீற்றர் தூரத்தில் காணப்படும் சனவரி 3 இன் அண்மை (Perihelion) காரணமாக ஞாயிற்று மாறிலியின் அதிகூடிய பெறுமதி 1403 Wm^{-2} ஆகவும், 152 $\times 10^6$ கி.மீற்றர் தூரத்தில் காணப்படும் யூலை 6 ஞாயிற்றுச் சேய்மை நிலையில் (aphelion) 1312 Wm^{-2} ஆகவும் இருக்கும். கோட்பாட்டு ரீதியாக, தென் கோள மாரியானது, வடகோள மாரியிலும் பார்க்க இளஞ்சூடாக இருக்கும். அதே போன்று தென்கோள கோடை, வடகோளத்தின் கோடையிலும் பார்க்கச் சூடாக இருக்கும். இரு கோளங்களிலும் இத்தகைய பருவகால வேறுபாடுகளானது வளிமண்டலச் சுற்றோட்டம், தரை-கடல் வெப்ப வேறுபாடுகளுடன் தொடர்புபட்ட ஏனைய காரணிகளுடன் இணைந்துள்ளது.

(iii) சூரியனின் உயர அமைவு (Altitude of the Sun)

சூரிய கதிர்களுக்கும் புவியின் மேற்பரப்புக்குமிடையில் காணப்படும் கோணமானது பெற்றவெயில் மட்டங்களைப் பெரிதும் பாதிக்கின்றது. வானவெளியில் சூரியன் நிற்கும் இடம் மிக உயரத்திலிருந்தால் புவிமேற்பரப்பின் குறிப்பிட்ட ஓர் இடத்திற் கதிர்வீசற் செறிவு மிக அதிகமாக இருக்கும். ஆனால் குறைவாக இருக்கும் போது வளிமண்டலத்தினால் உறிஞ்சப்படும், தெறிக்கப்படும் தன்மைகளினால் கதிர் வீசலினளவு குறைவடைந்து செல்லும். புவி வளிமண்டல ஒழுங்கில் அகலக் கோடு, பருவம், நாட்காலம் என்பன முக்கிய காரணிகளாகும்.

(iv) நாளின் நீட்சி (Length of day)

ஞாயிற்றுக் கதிர்வீசல் புவிக்குப் பகல் நேரங்களில் கிடைக்கின்றது. ஒரு குறிப்பிட்ட அமைவிடத்தில் நீண்ட பகலைக்கொண்ட காலங்களில் பெற்ற வெயில் அதிகளவில் கிடைக்கின்றது. இது அகலக் கோடு, வருடகாலம் என்பதினால் செல்வாக்குப்படுத்தப்படுகின்றது.

4. புவியில் இருந்து வீசும் நெட்டலைக் கதிர்வீசல்

சூரியனின் கதிர்களை உறிஞ்சுவதன் மூலமே நிலம், சமுத்திரம், வளிமண்டலம் வெப்பத்தைக் கொண்டிருக்கின்றன. புவிமேற்பரப்பும், வளிமண்டலமும் சூரியனின் மேற்பரப்பிலும் பார்க்கக் குளிராக இருப்பதினால் மிகக் குறைந்த சக்தியை வீசுகின்றதுடன் வானவெளியை நோக்கி வெளிவிடப்படுகின்ற இந் நெட்டலை அல்லது செந்நிறக் கீழ் கதிர்வீசல் 5 8 µm வடிவில் உள்ளது. இதன் ஆகக் கூடிய வெளியேற்றம் 10 µm ஆகக் காணப்படுவதுடன் மொத்த வெளியேற்றம் சதுர மீற்றருக்கு 350 400 வாட்ஸ் எனக் கணிப்பிடப்படுகின்றது.

புவியில் இருந்து செல்லும் நெட்டலைக் கதிர்வீசலில் 94 சத வீதத்தை வளிமண்டலம் உறிஞ்சுகின்றதுடன் அதில் 6 சத வீதத்தை வானவெளிக்குத் தப்பிச்செல்ல அனுமதிக்கின்றது. வளிமண்டலத்தினால் உறிஞ்சப்பட்ட கதிர்வீச்சுச் சக்தியின் ஒரு பகுதி புவிமேற்பரப்பை நோக்கி மீள் கதிர்வீசலுக்குட்படுகின்றது. இதனால் அங்கு பெற்றுக் கொள்ளப்படும் மொத்தச் சக்தியில் அதிகரிப்பு ஏற்படுகின்றது. மேற்பரப்பு வெப்பநிலை 38^0C ஆல் அதிகரிக்கப்படுவதற்கு இவ்வளிமண்டலமே காரணமாக உள்ளது.

வளிமண்டலத்தில் காணப்படும் பிரதான சேர்க்கைகளான நீராவி, காபனீரொட்சைட் என்பன வெளிச்செல்லும் நெட்டலைக் கதிர்வீசலை உறிஞ்சுகின்றன. நீராவியானது 5.5 - 8.0 மைக்குரோன் மீற்றரிலும், 20 மை. மீற்றருக்கு அப்பாலுள்ள அலைநீளங்களிலுமே பிரதானமாக உறிஞ்சுகின்றது. காபனீரொட்சைட் 4.0-5.0, 14-16 மைக்குரோன் மீற்றர்களில் உறிஞ்சுகின்றது. நெட்டலைக் கதிர்வீசலில் 8-13 மைக்குரோன் மீற்றர் வரிசையானது எப்பொழுதும் கடத்துதிறன் கொண்டதினால் இது "வளிமண்டலச் சாரளம்" (Atmospheric window) எனப்படும். தரைப்பகுதியில் அல்லது முகிலின் மேற் பகுதிகளிலிருந்து மாறன் மண்டலத்திற்கு ஊடாக நேரடியாகவும், வானவெளியை நோக்கியும் கடந்து செல்லும் கதிர்வீசலானது எப்பொழுதும் தடையற்றதாகவே இருக்கும். இதனைப் பயன்படுத்தியே வளிமண்டலவியற் செய்மதிகளில் வைக்கப்பட்டிருக்கும் செந்நிறக் கீழ் நுணர்விகள் மூலம் மேற் பரப்பு மற்றும் முகிலின் வெப்பநிலை என்பவற்றை வானவெளியிலிருந்து கணிப்பிட முடிகின்றது.

5. பெற்றவெயில் (Insolation)

புவிமேற்பரப்பினதும், வளிமண்டலத்தினதும் வெப்பமானது ஞாயிற்றுக் கதிர்வீசல் எனப்படும் சக்திப் பரிமாற்ற வடிவில் சூரியனிலிருந்து கிடைக்கின்றது. புவியினால் பெற்றுக் கொள்ளப்படும் இச் சக்தியானது "பெற்றவெயில்" எனப்படும். மேற்பரப்பினால் தடுக்கப்படுகின்ற ஞாயிற்றின் சிற்றலைச் சக்தியினைக் குறிப்பிடுவதற்கு இப்பதம் (Insolation - ***In***coming ***Sol***ar radi***ation***) பயன்படுத்தப்படுகிறது. புவிமேற்பரப்பின் கோட்பாட்டு ரீதியான பெற்றவெயிலில் 4 புவிக்குரிய காரணிகள் (terrestrial factors) செல்வாக்குச் செலுத்துகின்றன. அவையாவன:

(i) வளிமண்டலத்தின் காரணமாக இழக்கப்படும் பெற்றவெயில்

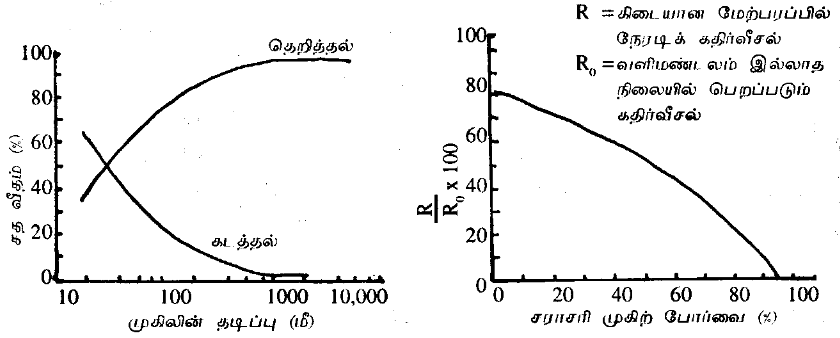
வளிமண்டலத்தினூடாகச் செல்லும் கதிர்வீசலானது உறிஞ்சலினாலும், சிதறலினாலும் (Scattering) பாதிக்கப்படுகின்றது. வளி மூலக் கூறுகள் எல்லாத் திசைகளிலும் கதிர்வீசலைப் பரவச் செய்கின்றன. அதனாலேதான் புவிமேற்பரப்பினாற் பெறப்படும் கதிர்வீசல் வானவெளியில் எல்லாப் பகுதிகளிலுமிருந்து வருகின்றதுடன் வானத்தின் பகல் நேரம் வெளிச்சமாகவும் இருக்கின்றது. வளியின் பல்வேறு கூறுகள் கதிர்வீசலின் சில அலைநீளங்களை உறிஞ்சுகின்றன. சிற்றலை ஊதா கடந்த கதிர்வீசலின் பெரும்பகுதி மேல் வளிமண்டலத்தினூடாக வரும் போது உறிஞ்சப்படுகின்றது. இது புவிமேற்பரப்பு உயிர்களுக்குக் கேடு விளைவிக்கக் கூடியது. ஞாயிற்றுக் கதிர்வீசலில் 0.34 மைக்குரோன் மீற்றருக்கு மேலான அலைநீளங்கள் வளிமண்டலத்தினால் பெரும்பாலும் உறிஞ்சப்படாது. சிதறல்களினால் பாதிக்கப்படுபவை தவிர்ந்த ஏனையவை குறைவடையாது கடத்தப்படுகின்றன. இவை திருப்பியனுப்பப்படாது தரைப்பகுதியினால் உறிஞ்சப்படுகின்றதுடன் வெப்பநிலையையும் உயர்த்துகின்றது. இது மீண்டும் புவிமேற்பரப்புக்கு மேலுள்ள வளியை மேற்காவுகை, கடத்துகை மூலம் வெப்பமாக்கப் பயன்படுகின்றது.

(ii) முகில் மேற்பரப்புகளின் பாதிப்பு

நேரடியாக வரும் ஞாயிற்றுக் கதிர்வீசலுக்கு முகிற்போர்வைகள் ஒரு முக்கிய தடையாக விளங்குகின்றன. ஆனால் இத் தாக்கமானது முகிலின் அளவு, வகை, தடிப்பு என்பவற்றிற் பெரிதும் தங்கியுள்ளது. கதிர்வீசலில் ஏற்படும் குறைவடைதலானது தெறித்தல் (reflection), உறிஞ்சல் (பனி,நீர் துணிக்கைகள்), சிதறல் (மேற்பரப்பில் பரவச்செய்தல்) என்பதில் தங்கியுள்ளது. பல்வேறு முகில் வகைகளின் தெறித்தல் தன்மையானது (அல்பிடோ) பெரிதும் வேறுபடுகின்றது. உயர்நிலை முகில்களும், முகிற் படைகளும் 21 சத வீதமான அல்பிடோவைக் கொண்டிருக்க இடைத்தர முகிற்படைகள் (3-6 கி.மீ. இடையில்) 48 சத வீதத்தையும், தாழ்நிலை முகிற் படைகள் 69 சத வீதத்தையும், ஆழமான மேற்காவுகைத் தன்மையுடைய முகில்கள் 70 சத வீதமான அல்பிடோவையும்

கொண்டிருக்கின்றன. உள்வரும் கதிர்வீசலில் ஏறக்குறைய 1.5 சத வீதமான மிகச் சிறிய அளவினையே முகில்கள் உறிஞ்சுகின்றன. இதன் தெறித்தல், உறிஞ்சல் இயல்புகள் எவ்வாறிருப்பினும் படைமுகில் (sheet cloud) இரவு நேரங்களில் பூமியிலிருந்து வரும் நெட்டலைக் கதிர்வீசல் சிலவற்றை வானவெளிக்கு செல்வதைத் தடுக்கின்றது. எனவே முகில்களின் பிரச்சன்னமானது நாளாந்த வெப்பநிலை வீச்சினைக் குறிப்பிடத்தக்களவு குறைத்து விடுகின்றது. **(வரைபடம் 3.2)**

வரைபடம் 3.2: முகிற் போர்வையின் தாக்கம்



(iii) பெற்றவெயிலில் கடல், நில மேற்பரப்புகளின் செல்வாக்குகள்

புவிமேற்பரப்பினால் உறிஞ்சப்படும் கதிர்வீசலானது மேற்பரப்பின் இயல்புகளினாலேயே குறிப்பாக அதன் அல்பிடோ மற்றும் அதன் வெப்ப இயலளவினாலேயே நிர்ணயிக்கப்படுகின்றது. மேற்பரப்பினால் சிற்றலைக் கதிர்வீச்சுக்குரிய சக்தியை மேல்நோக்கித் தெறிக்கப்படும் சத வீதமே அல்பிடோ (albedo) எனப்படும். இது மேற்பரப்பின் பிரதான இயல்பாகக் காணப்படுகின்றது. ஏனெனில் பெற்றவெயிலை நோக்கியவாறு மேற்பரப்பு காணப்படுவதினால் எவ்வளவு விரைவாக மேற்பரப்பு வெப்பப் படுத்தப்படுகின்றதென்பதை இது தீர்மானிக்கும். அல்பிடோ நிலமேற்பரப்புக்களில் 5-45 சத வீதமாகவும், காடுகளுக்கு 5-20 சத வீதமாகவும், புல்நிலப்பகுதிகளில் 10-20 சத வீதமாகவும், பாலைவனப்பகுதிகளில் 25-30 சத வீதமாகவும், பனிப்படலம், பனிப் பகுதிகளில் 45-85 சத வீதமாகவும் இருக்கும். நீர்மேற்பரப்பின் அல்பிடோ பெரும்பாலும் 2 சத வீதமாகவே இருக்கும். நீரானது சிற்றலைக் கதிர்வீசலினை அதிகளவில் உறிஞ்சும் தன்மை கொண்டது. புவியின் பொதுவான அல்பிடோ 29-34 சத வீத வீச்சில் காணப்படுகின்றது.

நீர்த்திணிவினால் உறிஞ்சப்படும் கதிர்வீசல் வழக்கமாக 10 மீற்றர் ஆழத்துக்கு உறிஞ்சப்படுகின்றது. ஏனெனில் நீர் உயர் கடத்துதிறனைக் கொண்டிருக்கின்றது.

வெப்பசக்தியானது அலைகள், நீரோட்டங்களின் செயலினால் குறிப்பிடத்தக்க ஆழம் வரையும் கொண்டு செல்லப்படுகின்றது. நில மேற்பரப்பிற் காணப்படும் பருப்பொருட்களின் (materials) வெப்பக் கொள்ளளவே (heat capacity) பெற்றவெயிலை நிர்ணயிக்கின்றது. வெப்பக் கொள்ளளவு என்பது பருப்பொருட்களின் வெப்பநிலையை 1°C ஆல் உயர்த்துவதற்குத் தேவைப்படும் வெப்பமாகும். இயற்கைச் சூழலிற் காணப்படும் ஏனைய பொருட் கூறுகளிலும் பார்க்க நீரின் தனி வெப்பமானது (specific heat) அதிகளவாகும். எனவேதான் நிலத்திணிவு தனது வெப்பநிலையை உயர்த்தத் தேவையான வெப்பசக்தியிலும் ஐந்து மடங்கு அளவினை நீர் உறிஞ்சினால் தான் அதே அளவு வெப்பநிலை உயர்வை அடைய முடியும். சமுத்திரங்கள் பெரும்பாலான உலக வெப்ப சக்திக்கான பயனுறுதி வாய்ந்த வெப்பவியல் தேக்கமாக விளங்குகின்றது. சமுத்திரங்களின் மேலாக வெப்பநிலை வீச்சு தரைப்பகுதிகளில் காணப்படுவதிலும் பார்க்கக் குறைவாக உள்ளது.

(iv) பெற்ற வெயிலில் உயர்ச்சியின் தாக்கம்

உள்ளூர் மட்டத்தில் ஒரு குறிப்பிட்ட இடம் பெறுகின்ற கதிர்வீசலின் அளவினைத் தீர்மானிப்பதில் உயரமும் (elevation), சாய்வும் முக்கியகாரணிகளாகும். மலை சார்ந்த அமைவிடங்களானது புவிமேற்பரப்பிற் சூரிய கதிர்களின் கோண நிகழ்வினை மாற்றுவனவாக உள்ளது. சாய்வு என்பது நிழலின் நிலையைத் தீர்மானிக்கின்றது. நிலத்தின் சாய்வும், இயல்பும் ஒன்றுசேர்ந்து நேரடிக் கதிர்வீசலின் காலத்தினையும், வருட, அகலக் கோட்டு ரீதியாக அதன் மொத்த அளவினையும் நிர்ணயிக்கின்றது.

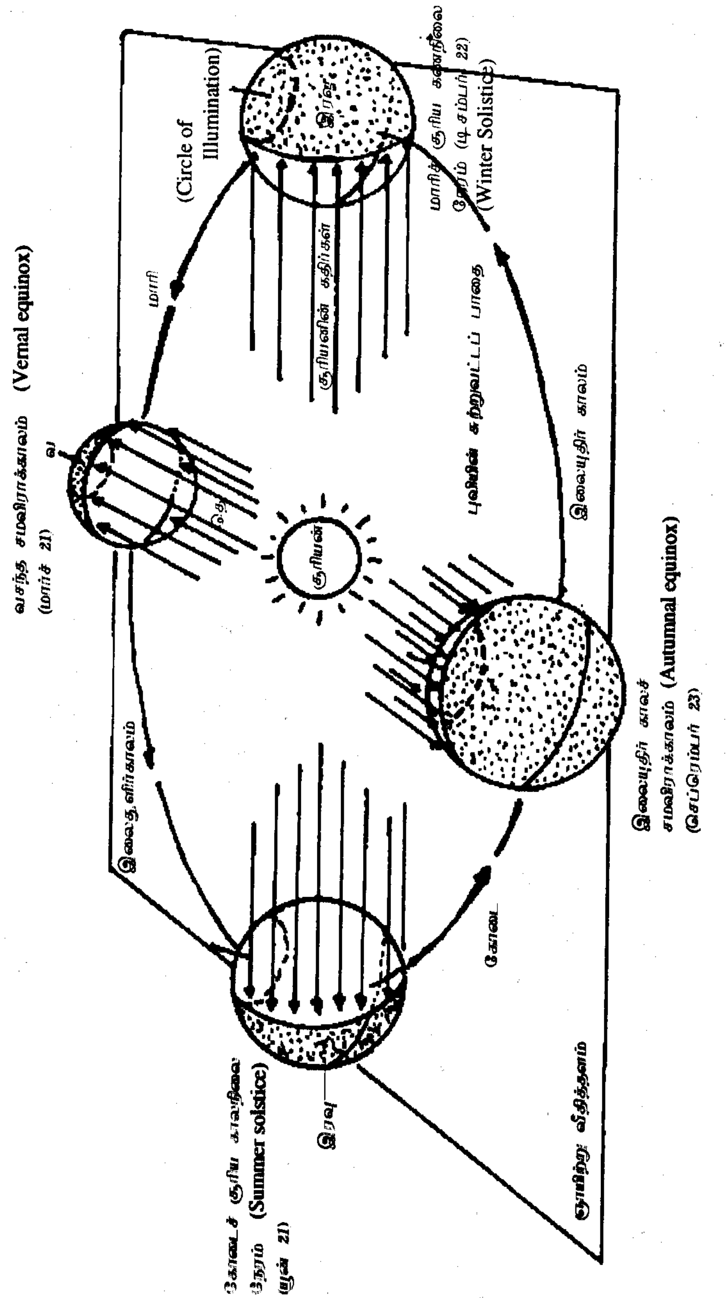
45° வடக்கு அகலக்கோட்டில் வடக்கு மற்றும் தெற்குப் பக்கங்களை நோக்கிய சாய்வுகளிலும், கிடையான மேற்பரப்புகளிலும் நாளாந்த பெற்றவெயிலானது வெவ்வேறு அளவுகளில் பெறப்படுகின்றது. சாய்வுக் கோணம் 20° யைக் கொண்டதாகத் தென்பக்கமான சாய்வுப் போக்கினைக் கொண்டிருந்தால் கோடை நடுப்பகுதியில் 2%, சமவிராக்காலங்களில் 29%, மாரியின் நடுப்பகுதியில் 93 % பெற்றவெயில் அதிகரிக்கும். வடக்கு நோக்கி வெளித்தெரியும் பகுதியாக இருந்தால் பெற்றவெயில் முறையே 14%, 39%, 97% என வீழ்ச்சியடையும். உயரத்தினது பிரதான தாக்கம் என்னவெனில் ஒவ்வொரு நாளும் நேரடிக் கதிர்வீசலின் காலமானது நீடித்ததாக இருக்கும். ஏனெனில் மிக உயர்ந்த பகுதிகளின் மேலே வளிமண்டலத்தின் ஆழம் சிறியதாக இருப்பதுடன் வளிமண்டலத்தினால் இழக்கப்படுகின்ற பெற்றவெயிலும் அதன் உள்ளடக்கமும் குறைக்கப்படும்.

புவிமேற்பரப்பின் ஒரு குறிப்பிட்ட பகுதி பெறுகின்ற ஞாயிற்றுச் சக்தியானது வேறுபடுகின்றதுடன் நாளாந்த மாறுதன்மையையும் கொண்டிருக்கின்றது. பகல்நேரங்களில் அதிகளவான கதிர்வீசலும், இரவு நேரங்களில் இல்லாமலும் காணப்படும். கோடை காலத்தில் வானத்தில் சூரியன் உயர்வாகக்

காணப்படுவதினால் புவிமேற்பரப்பைச் செறிவாகச் சூடாக்குகின்றது. நாட்கள் நீண்டதாகவும் இருக்கும். வானத்தில் காணப்படும் சூரியனின் கோணம் மேற்பரப்பில் சூரிய கதிர்வீசற் செறிவை நிர்ணயிப்பதில் முக்கியமானது. ஞாயிற்றுக் கதிர்கள் குத்தாக விழும்போது பெற்றவெயில் அதிகளவில் இருக்கும். கோணம் குறைவடையும் போது அதே அளவு சூரிய சக்தியானது பரந்த புவிமேற்பரப்புக்கு மேலே பாரிய பகுதியிற் பரவுகின்றது. எனவே சூரியன் தலைக்கு மேலே உச்சம் கொடுக்கும் போது கதிர்வீசல் அதிக செறிவுடையதாக இருக்கும்.

வருடாந்த பெற்றவெயிலானது மத்திய கோட்டில் உயர்வாகவும் முனைவை நோக்கிக் குறைந்தும் காணப்படுகின்றது. மத்திய கோட்டில் காணப்படுவதில் 40 சத வீதமே முனைவுப் பகுதிகளில் உள்ளது. முனைவுப் பகல் 6 மாதங்களுக்கு நீண்டவையாகும். இதனால் பாரிய அளவிலான பெற்றவெயில் இந்நீண்ட பகலில் பெறப்படுகின்றது. 40° வ. அகலக் கோட்டில் கோடைச் சமவிராக் காலத்தில் அதிக நாளாந்த பெற்றவெயிலும் (யூன்), மாரிச் சமவிராக் காலத்தில் (டிசம்பர்) குறைவாகவும் உள்ளது. மத்திய கோட்டில் இரு காலங்களில் உயர்வான பெற்றவெயில் காணப்படுகின்றது. உயர்வான காலங்கள் சமவிராக் காலத்துடனும், குறைவான சூரிய கணநிலை நேரங்களுடனும் தொடர்புபடுத்தப்படுகின்றது. மகரக் கோட்டுக்கும், கடகக் கோட்டுக்குமிடையிற் காணப்படும் எல்லா அகலக் கோடுகளிலும் இரு கூடிய, குறைந்த பெற்றவெயிற் பெறுமானங்கள் காணப்படுகின்றன.

புவிஅச்சின் சாய்வின் காரணமாகப் பருவகால ரீதியாகவும் அகலக்கோட்டு ரீதியாகவும் கதிர்வீசற் சக்தியின் பரம்பலில் மாற்றங்கள் ஏற்படுகின்றன. புவியின் அச்சானது ஞாயிற்று வீதித் தளத்துக்குச் செங்குத்தாக இருக்குமாக இருந்தால் முனைவுப் பகுதிகள் பெற்றவெயிலைப் பெற முடியாதிருக்கும். ஆனால் மத்திய கோட்டுப் பகுதி அதிகளவான வெப்பத்தைப் பெற்றிருக்கும். புவியின் சாய்வுத் தன்மையினால் முனைவுப் பகுதிகள் சூரியனின் பக்கம் காட்டப்படுவதினால் வருடாந்த மொத்தப் பெற்றவெயிலானது உயரகலக் கோடுகளுக்கும் மீள்பரம்பல் செய்யப்படுவதுடன் மத்திய கோட்டுப் பகுதியில் இடம் பெறவேண்டிய அதிகளவான சக்தியில் குறிப்பிடத்தக்களவில் குறைப்பும் செய்யப்படுகின்றது. புவியின் அச்சுச் சாய்வானது பருவகால வேறுபாடுகளை ஏற்படுத்துகின்றதுடன் அகலக் கோட்டுரீதியாக ஏற்படும் இவ்வேறுபாடுகள் முனைவுகளை நோக்கி அதிகரித்துச் செல்லுகின்றன. இவற்றுடன் நாளாந்த வெளிச்ச கால அளவும் முக்கியமானது. முனைவு வட்டத்தில் 66 $1/2^{\circ}$ வடக்கில் மாரிச் சூரியகணநிலைக் காலத்தில் பெற்றவெயில் என்பதே இல்லை என்னும் அளவுக்கு உள்ளது. **(வரைபடம் 3.3)** முனைவு நோக்கிச் செல்லச் செல்ல அகலக் கோட்டு ரீதியாக, பெற்றவெயில் அற்ற இக்காலம் 1 இல் இருந்து 182 நாட்கள் நீண்டதாய் இருக்கின்றது. 23 $1/2^{\circ}$ - 66 $1/2^{\circ}$ வரை தனியான தொடர்ச்சியான பெற்றவெயில் வட்டம் காணப்படுகின்றது. புவிமேற்பரப்பை மத்திய கோடு, அயனப்பகுதி, இடை அகலக் கோட்டுப் பகுதி, உப ஆக்டிக் பகுதி, ஆக்டிக்



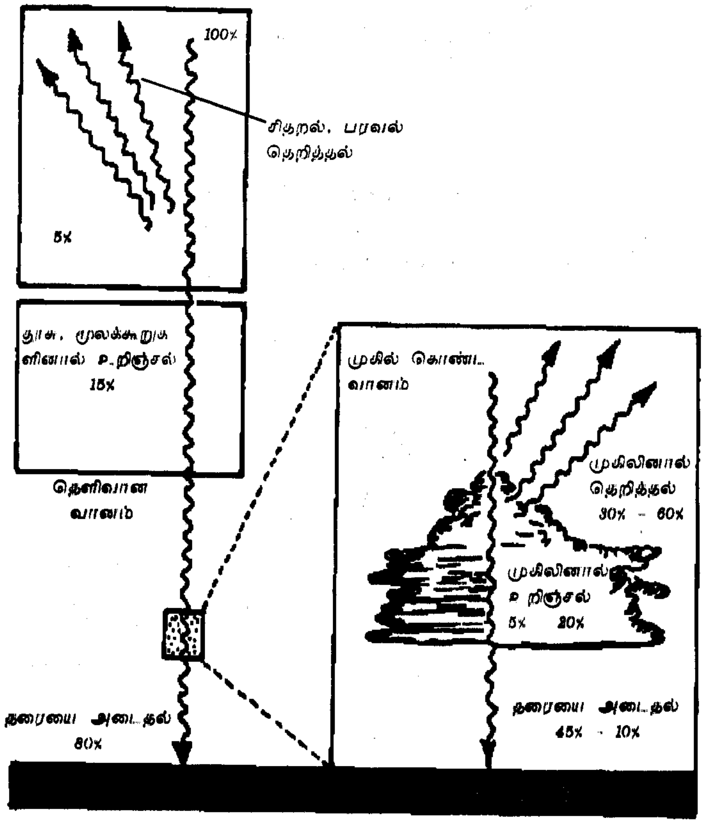
வரைபடம் 3.3: புவி அச்சின் சாய்வினால் தோன்றும் நான்கு பருவ காலங்கள்

பகுதி, முனைவு என வலயங்களாகப் பிரிப்பதற்குப் பெற்றவெயிலின் பருவகாலப் பாங்குகளே அடிப்படையாக விளங்குகின்றன.

6. கதிர்வீசலும் புவி-வளிமண்டல ஒழுங்கின் சக்திச் சமநிலையும்

சூரியனிலிருந்து பூமியை நோக்கியும் பின்பு அங்கிருந்து வானவெளியை நோக்கியும் செல்லும் கதிர்வீசலும், சக்தியின் சேமிப்பும், கொண்டு செல்லலும் ஒரு சிக்கலான முறையில் அமைந்துள்ளது. வளிமண்டலத்தைச் சிற்றலைக் கதிர்வீசல் ஊடுருவும் போது சக்தியானது உறிஞ்சப்பட்டு அல்லது வெவ்வேறு வழிகளிற் திசைதிருப்பப்படுகின்றது. **(வரைபடம் 3.4)** ஞாயிற்றுக் கதிர்வீசல்

வரைபடம் 3.4: உள்வரும் ஞாயிற்றுச் சக்தியில் ஏற்படும் இழப்புக்கள்
(Source:A.N. Strahler, 1994)



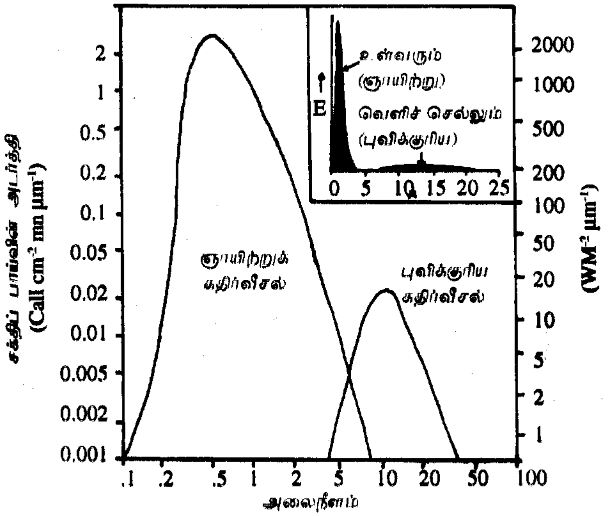
நிறமாலை 150 கி.மீ.உயரத்தில் அதன் உண்மையான சக்தியில் 100 சத வீதத்தைக் கொண்டிருக்கின்றது. கதிர் வீசல் 88 கி.மீற்றர் உயரத்தினை எட்டுருவும் போது கதிர்கள் உறிஞ்சப்படுகின்றதுடன் ஊதா கடந்த கதிர்வீசலின் ஒரு பகுதியும் உறிஞ்சப்படுகின்றது. வளியிலுள்ள மூலக் கூறுகளும், துணிக்கைகளும் கதிர்வீசலை எல்லாத் திசைகளிலும் சிதறுகின்றன. கதிர்கள் மீண்டும் வான வெளிக்குச் சிதறும் போது அச் செயன்முறையைத் தெறித்தல் எனக் கூறுவர். இதனைப் பரவல் எனவும் அழைப்பர்.

உள்வரும் ஞாயிற்றுக் கதிர்வீசலில் 30 சத வீதமானவை வானவெளிக்குச் செல்லுகின்றது. அவை பின்வருவனவற்றிலிருந்து தெறிக்கின்றன.

(1) தரை, கடற் பகுதிகளிலிருந்து தெறித்துச் செல்லுகின்றது.
(2) முகில்களிலிருந்து தெறித்தல்.
(3) வளிமண்டல வாயுக்களிலிருந்து சிதறல் மூலம் செல்வது.

மிகுதி 20% மான பகுதி, ஒட்சிசன், ஓசோன், நீராவி போன்றவற்றினால் உறிஞ்சப்படுகின்றது. எனவே வானவெளிக்கூடாக உள்வரும் கதிர்வீசலின் 100 அலகுகளில் 70 சத வீதமானது புவி வளிமண்டல ஒழுங்கினால் உறிஞ்சப்படுவதுடன் மிகுதி 30 சத வீதம் மீண்டும் வானவெளிக்குத் திருப்பி அனுப்பப்படுகின்றது. இவை எவ்வித பயனுமில்லாதவை. பெரும்பாலும் 51 சத வீதமானவற்றை உறிஞ்சும் புவியானது அவற்றை மீண்டும் புவிக்குரிய நெட்டலைக் கதிர்வீசலாக **(வரைபடம் 3.5)** வெளிவிடுகின்றது. இது ஒரு சராசரிக் கணிப்பீடாகும்.

வரைபடம் 3.5 ஞாயிற்றின் சிற்றலை, புவிக்குரிய நெட்டலைக் கதிர்வீசலின் பிரிகைப் பரம்பல்

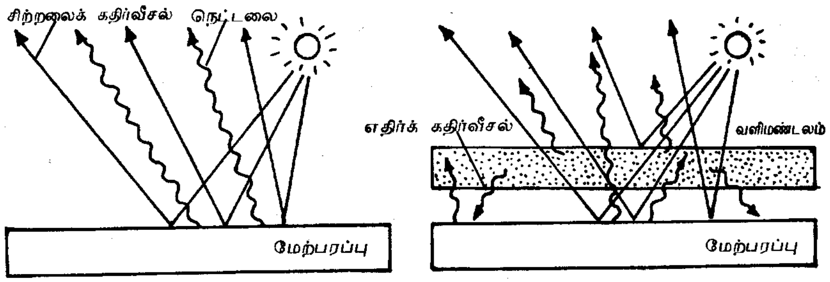


புவிமேற்பரப்பை வந்தடையும் கதிர்வீசற் சக்தியில் ஒரு பகுதி நேரடியாகவே வளிமண்டலத்திற்குத் திருப்பி அனுப்பப்படுகின்றது. புவிமேற்பரப்பு வெப்பமாக்கப்பட்ட பின்னரே வளிமண்டல வெப்பமாக்கல் இடம்பெறுகின்றது. பௌதீகவியலின் அடிப்படைத் தத்துவத்தின் மூலம் இதனை விளங்கிக் கொள்ளலாம்.

> "வெப்பத்தைக் கொண்டிருக்கும் எந்தப் பொருளும் அதன் மேற்பரப்பிலிருந்து வெப்ப அலைகளை வெளிவீசும். இவ்வாறு வெளியே செல்லும் தன்வெப்பத்தின் அளவானது அப்பொருளின் வெப்பத்தின் நாலாம் அடுக்கிற்கு நேர்விகிதசமனாக இருக்கும்." அத்துடன் கதிர்வீசப்படும் பொருட்களின் வெப்பநிலை குறைவடைய வெளிவீசப்படும் கதிர்களின் அலைநீளங்கள் நீண்டவையாக இருக்கும்.

தரைப்பகுதி அல்லது சமுத்திர மேற்பரப்பு சூரிய கதிர்வீசல் உறிஞ்சலினால் வெப்பப்படுத்தப்பட்டபின் மீண்டும் வளிமண்டலத்துக்குச் சக்தியை வீசுகின்றது. இச் செயற்பாடு "மீள் கதிர்வீசல்" (re-radiation) எனப்படும். நெட்டலைக் கதிர் வீசலாக வானவெளிக்கு மீள் கதிர்வீசல் இடம் பெறுவதினால் வளிமண்டலம் வெப்பத்தை இழக்கின்றது. அத்துடன் வளிமண்டலம் தன்னை நோக்கி வரும் நெட்டலைக் கதிர்வீசலின் பெரும் பகுதியை உறிஞ்சித் திரும்பவும் மேற்பரப்புக்கு "எதிர்க் கதிர்வீசலாக" (Counter-radiation) வீசுகின்றது. **(வரைபடம் 3.6)** வளிமண்டலம் வானவெளிக்குச் சிறிதளவு சிற்றலைக் கதிர்வீசலையும் தெறிக்கின்றது. தரைப்பகுதியிலிருந்தும், வளிமண்டலத்திலிருந்தும் இரவு நேரங்களில் மீள் கதிர்வீசலானது ஞாயிற்றுக் கதிர்வீசல் பெறப்படாத காலங்களிலும் தொடர்ச்சியாக இடம் பெறுகின்றது.

வரைபடம் 3.6: மேற்பரப்பு சக்தி வரவு செலவில் வளிமண்டலத்தின் தாக்கம்



எதிர்க் கதிர்வீசற் பொறிமுறை இயக்கத்தினால் மேற்பரப்பு வெப்பநிலைகள் இரவு நேரங்களில் அல்லது மத்திய, உயர் அகலக் கோடுகளில் மாரி காலத்தில் அதிகம் வீழ்ச்சியடைவதில்லை. தாழ் வளிமண்டலத்தில் வெப்பத்தைத் தேக்கி வைத்திருப்பதில் காபனீரொட்சைட், நீராவி என்பதிலும் பார்க்க முகிற்

போர்வைகள் மிகவும் முக்கியமானவை. முகில்கள் மிகச் சிறந்த முறையில் உறிஞ்சிகளாகவும், நெட்டலைக் கதிர்வீசலைத் தெறிக்கச் செய்வதாகவும் இருக்கின்றன. தரைப்பகுதியிலிருந்து வெப்பக்கதிர்கள் மீள்வீசப்படும் போது அவை பெரியளவிலான நெட்டலை நீளங்களாக (4.0 30.0 மை. மீற்றர்) இருப்பதினால் இலகுவாக வளி மண்டலத்தினால் உறிஞ்சப்படுகின்றது. வெப்ப நெட்டலைகளானது ஈரப்பதனுடைய காற்று, கண்ணாடி ஏனைய கடத்தக் கூடிய அம்சங்களினூடாக இலகுவாகக் கடத்தப்பட மாட்டாது. வளிமண்டலத்தின் மறைமுகச் செயற்பாடுகளினாற் பெறப்படும் வெப்பமானது ஒரு நிலையிற் கடந்துசெல்ல விடப்படுகின்றதே தவிர தப்பிச் செல்ல விடப்படுவதில்லை. இக்காரணத்தினால் வளிமண்டலத்தின் தாழ்ந்த பகுதியில் உள்ள நீராவி, காபனீரொட்சைட் என்பன ஒரு போர்வையாகச் செயற்பட்டு புவி வெப்பநிலையை வீழ்ச்சியடைந்து செல்லவிடாது பாதுகாக்கின்றது. இதே போன்று கண்ணாடி யன்னல்கள் சிற்றலைக் கதிர்வீசலை உள்ளே வர விடுகின்றன. ஆனால் நெட்டலைக் கதிர்வீசலை வெளிச் செல்ல விடுவதில்லை. வளிமண்டலத்துக்குரிய வெப்பத் தத்துவத்தை விபரிப்பதற்கே பச்சைவீட்டு விளைவு பயன்படுத்தப்படுகின்றது.

பச்சைவீட்டு விளைவு (Green - house effect)

கடுங்குளிரிலிருந்து தாவரங்களைப் பாதுகாப்பதற்குக் கண்ணாடிப் போர்வையினால் அவற்றினைப் பாதுகாப்பது மேற்கு நாடுகளில் ஒரு பொதுவான முறையாகும். இது பார்ப்பதற்கு ஒரு பச்சை வீட்டைப் போன்று காட்சியளிக்கும். இத்தாவரங்களைப் பாதுகாக்கும் கண்ணாடிப் போர்வையினைச் சூரிய வெளிச்சம் தாக்கும் போது பெரும்பகுதி அதனூடாக ஊடுருவித் தாவரங்களையும் மண்ணையும் வெப்பமாக்குகின்றது. இவ் வெப்பம் தாவரங்களினாலும் மண்ணினாலும் மீளவும் திருப்பி வீசப்படுகின்றது. இவ்வெப்பம் கண்ணாடியை ஊடுருவி வெளியே செல்வதில்லை. அதன் உட்பகுதிகளிலேயே அடைந்து கொள்கின்றது. வளிமண்டலத்திலுள்ள சில வாயுக்கள் புவியில் இருந்து வெளியே வீசப்படும் வெப்பத்தை உறிஞ்சி மீண்டும் புவிக்குத் தெறிக்கின்றது. அதாவது இவ்வாயுக்கள் அண்டவெளிக்கு வெப்ப இழப்பு ஏற்படுவதைத் தடுக்கின்றது. இதனால் பூமியின் மேற்பரப்பு வெப்பமுறுகின்றது. இவ்வாயுக்கள் பச்சைவீட்டுக் கண்ணாடியைப் போன்று தொழிற்படுவதினால் இதனைப் "பச்சைவீட்டு விளைவு" அல்லது "பசிய இல்லத் தாக்கம்" என அழைப்பர்.

7. வளிமண்டல ஒழுங்கு

சூரியனிலிருந்து வெளிவருகின்ற சிற்றலைக் கதிர் வீசல் முழுவதும் புவியினாலும் அதன் வளிமண்டலத்தினாலும் பயன்படுத்தப்படுவதில்லை. இவ் ஒழுங்கிலிருந்து ஏற்படுகின்ற சக்தி வெளியீடும் மின்காந்தக் கதிர்வீசல் வடிவிலேயே இடம்

பெறுகின்றது. புவியும் அதன் வளி மண்டலமும் கதிர்வீசலை உறிஞ்சுவது மாத்திரமன்றி அதனைத் தெறித்தும், மீளவீசவும் செய்கின்றன. கதிர்வீசல் விதிகளின் அடிப்படையைப் புவிக்குப் பிரயோகிக்கும் போது அதன் மேற்பரப்பு மற்றும் அதன் வளிமண்டல வெப்பநிலை பொதுவாக 300^0 K க்குக் கீழேயே காணப்படுகின்றது. இக் கதிர்வீசல் குறைந்த செறிவைக் கொண்டிருப்பதுடன் அதன் முழு நிறமாலையும் செந்நிறக் கீழ் அலை வரிசைக்குள் இடம் பெறுவதையும் காணலாம். செய்மதிகளின் விருத்தியின் காரணமாகப் புவியின் வளிமண்டல வெளி எல்லைக்கருகில் கதிர்வீசல் வெளியீட்டை மிக நுணுக்கமாக அளவிட முடியும். கோளம் முழுவதிலும், அதனைச் சூழ்ந்து காணப்படும் வளிமண்டலத்திலும் உள்வரும், வெளிச் செல்லும் கதிர்வீசலுக்கிடையில் நீண்ட காலத்தில் சமநிலை ஏற்படுகின்றது. இது நிகழாதெனின் இவ் ஒழுங்கின் மொத்தச் சக்தி உள்ளடக்கமும் அதிகரிக்கும் அல்லது வீழ்ச்சியடையும். அதனால் தொடர்ச்சியான முறையில் வெப்பம் அல்லது குளிர்ச்சி இடம் பெறும். ஆகவே **தேறிய கதிர்வீசல் = உள்வரும் கதிர்வீசல் (பிரதானமாக சிற்றலை) - வெளிச்செல்லும் கதிர்வீசல் (நெட்டலை) = 0** எனப்படும்.

சிற்றலை வடிவான ஞாயிற்றுக் கதிர்வீசலின் உள்ளீடு வான வெளியினூடாக வரும் போது சிறிதளவு சக்தியை இழக்கின்றது. ஆனால் வளிமண்டலத்தை ஊடுருவும் போது வாயு மூலக் கூறுகளை எதிர் கொள்கின்றது. ஓசோனும் (0_3), நீராவியும் (H_2O) கதிர்வீசலை உறிஞ்சுவதில் முக்கிய பங்கு வகிக்கின்றதுடன் ஞாயிற்று நிறமாலையின் பல்வேறு பகுதிகளிலும் செல்வாக்குச் செலுத்துகின்றது. **(அட்டவணை 3.2)**

அட்டவணை 3.2 : வளிமண்டலத்தின் பிரதான வாயுக்களினால் உறிஞ்சப்படும் கதிர் வீசலின் அலை நீளங்கள்

வாயு	உறிஞ்சல் (அலை நீளம்)
நைதரசன் (N_2)	உறிஞ்சல் இல்லை
ஒட்சிசன் (O_2)	0.69 µm மற்றும் 0.76 µm (புலப்படும் சிவப்பு)
காபனீரொட்சைட் (Co_2)	12 µm - 18 µm (செந்நிறக் கீழ்)
ஓசோன் (O_3)	0.23 µ - 0.32 µm (ஊதா கடந்த)
நீராவி(H_2O)	5 µm - 8 µm 11 µm - 80 µm (செந்நிறக் கீழ்)
திரவநிலை நீர் (முகில்கள்)	3 µm, 6 µm, 12 µm - 18 µm (செந்நிறக் கீழ்)

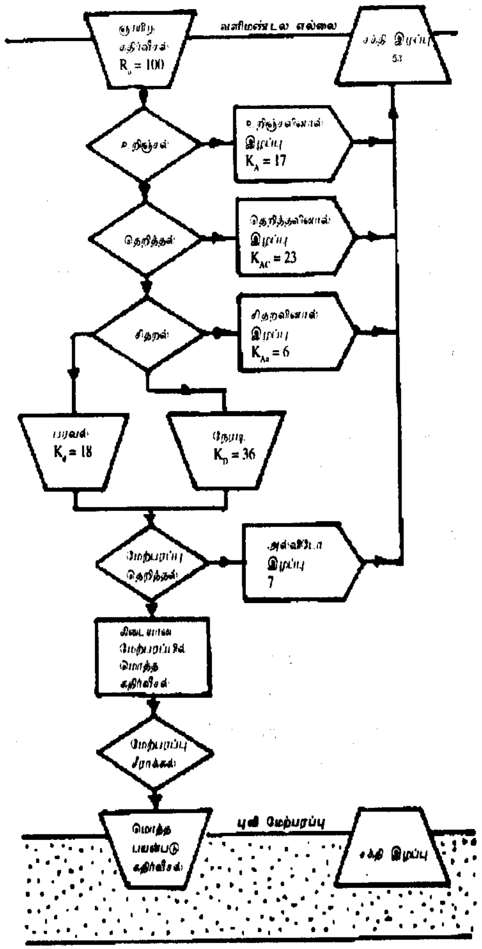
மேல் வளிமண்டலத்தில் இடம் பெறும் ஓசோன் 0.23 - 0.32 µm அலைவரிசையில் அதிகளவு விகிதாசாரத்தில் ஊதா கடந்த கதிர்வீசலை உறிஞ்சுகின்றது. புவிமேற்பரப்புக்கு அருகில் அதிகளவிற் செறிந்திருக்கும் நீராவி, ஞாயிற்று நிறமாலையின் செந்நிறக் கீழ் பகுதியில் தொடர்ச்சியான அலை வரிசையில் அதிக உறிஞ்சலை மேற்கொள்கின்றது. இவற்றுக்கிடையில்

குறைவான உறிஞ்சல் இடம் பெறும் வரிசைகள் "கதிர் வீசல் சாரளம்" (radiation window) எனக் குறிப்பிடப்படும். ஓசோன், நீராவி மாத்திரமன்றி ஒட்சிசன், காபனீரொட்சைட் என்பனவும் கதிர்வீசலை உறிஞ்சுகின்றன. வளிமண்டலத்தில் வாயுக்களும், ஏனைய மூலகங்களும் உள்வரும் கதிர்வீசலைப் பரவச் செய்கின்றன. ஞாயிற்று நிறமாலையின் புலப்படும் பகுதியில் நீல ஒளியே ஏனைய அலை நீறங்களிலும் பார்க்க அதிகமாகச் சிதறப்படுகின்றது. இதனாலேயே வானம் பெரும்பாலும் நீல நிறமாகக் காட்சியளிக்கின்றது. தெறித்தலின் அளவானது காற்றிலுள்ள துணிக்கைகளின் அளவு, அடர்த்தி, துணிக்கைகளைக் கொண்டிருக்கும் வளிமண்டலப் படையினூடாகக் கதிர்வீசல் கடந்து செல்லும் தூரம் என்பவற்றில் தங்கியுள்ளது. 1980 மே இல் அமெரிக்காவில் சென்.ஹெலன்ஸ் எரிமலை வெடிப்பினால் உள்ளூர் பகற்கால மேற்பரப்பு வெப்பநிலை 8.0°C ஆல் குறைவடைந்தது. அதே போன்று சகாராவின் அடர்த்தியான தூசுப் புயல்கள் ஞாயிற்றுக் கதிர்வீசற் கடத்தலை 30 சத வீதத்தினால் குறைத்து விடுவதினால் பகற்கால வளி வெப்பநிலை 6.0°C ஆக வீழ்ச்சியடைகின்றது.

ஞாயிற்றுக் கதிர்வீசலின் உள்ளீட்டில் (R_0=100அலகுகள்) பிரதானமாகச் சிற்றலை, நெட்டலைக் கதிர் வீசலில் வளிமண்டலம் சிறிய அளவில் 17 அலகுகளையே சராசரியாக (K_A) உறிஞ்சுகின்றது. வளிமண்டலத்தில் உள்ள பிரதான மூலக் கூறுகள், ஞாயிற்று நிறமாலையில் உள்ளடக்கப்பட்டுள்ள அலை நீளங்களிற் பெருமளவு உறிஞ்சக் கூடியவையன்று. எனினும் ஞாயிற்றுக் கதிர் வீசலின் இவ் உறிஞ்சல் வளிமண்டலத்தின் உள்ளார்ந்த சக்தி இருப்பில் அதிகரிப்பை ஏற்படுத்துகின்றது. மிகுதி ஞாயிற்றுக் கதிர் வீசலில் 29 அலகுகள் தெறித்தலினால் (reflection) வானவெளிக்கு இழக்கப்படுகின்றது. இதில் 6 அலகுகள் சிதறலினாலும் (K_{Aa}), 23 அலகுகள் முகிலில் இருந்து தெறிப்பதினாலும் (K_{Ac}) இழக்கப்படுகின்றது. கதிர் வீசற் சக்தியில் மேலும் 54 அலகுகள் புவிமேற்பரப்பு ஒழுங்கினை நோக்கிச் செல்கின்றது. இதில் 36 அலகுகள் (K_D) நேரடிக் கதிர் வீசலாகவும், 18 அலகுகள் (K_d) பரவற் கதிர் வீசலாகவும் சென்றடைகின்றது. இவை ஞாயிற்றுக் கதிர்வீசலின் பகுதியாக அமைவதுடன் "ஞாயிற்றுச் சக்திப் பிரவாகம்" (solar energy cascade) எனவும் அழைக்கப்படும். **(வரைபடம் 3.7)** ஞாயிற்றுக் கதிர் வீசல் பெரும்பாலும் சிற்றலையாக விளங்குவதுடன் வளிமண்டல ஒழுங்கில் இடம்பெறும் ஓர் உள்ளீடாக இக் கதிர் வீசலை மாத்திரம் கருத முடியாது. ஏனெனில் புவிமேற்பரப்பிலிருந்தும் நெட்டலை வடிவில் புவிக்குரிய கதிர் வீசலை வளிமண்டலம் பெறுகின்றது.

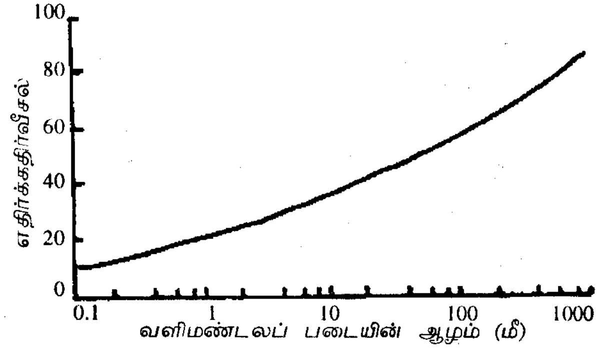
புவிக்குரிய கதிர் வீசலில் 7 சத வீதம் நேரடியாக வான வெளிக்குச் செல்லுகின்றது. மிகுதி உறிஞ்சப்படுகின்றது. ஒடுங்கிய வீச்சுக் கொண்ட அலை நீளங்களில் வளிமண்டலத்தினூடாகக் கடத்தப்படும் போது உறிஞ்சல் சிறியளவில் இடம் பெறுகின்றது. நீராவியின் உறிஞ்சல் நிறமாலையில் 8.5 – 11.00 மைக்குரோன் மீற்றருக்கு இடையில் சாரளத்தின் மிகப் பிரதான பகுதி அமைந்துள்ளது. இதனூடாகவே புவிக்குரிய கதிர்வீசலின் நிறமாலையில் அதிகூடிய வெளியேற்றம் இடம் பெறுகின்றது. எனவே வளிமண்டலம்

வரைபடம் 3.6: ஞாயிற்றுச் சக்திப் பிரவாகம்



பெரும்பாலான கதிர்வீசலைக் கடந்து செல்ல விட்டுவிட்டுப் புவிக்குரிய கதிர்வீசற் பகுதியை மட்டும் தடுக்கின்றது. இதுவே பச்சைவீட்டு விளைவு எனப்படும். வானவெளிக்குக் கடந்து செல்லுகின்றவற்றில் 60 சத வீதமானது புவிமேற்பரப்பு ஒழுங்குக்கு எதிர்க் கதிர்வீசலாகத் திரும்பி வருகின்றது. காபனீரொட்சைட், நீராவி, முகில்கள் என்பவற்றிற் பெரும்பாலானவை வளிமண்டலத்தின் 10 கி.மீற்றர் உயரத்தில் காணப்படுவதினால் அதிக உறிஞ்சலும் வெளியேற்றமும் இடம் பெறுகின்றது. எல்லா எதிர்க் கதிர்வீசலும் (Counter - radiation) 4 கி.மீற்றரிலிருந்தே புவியை நோக்கி வீசுகின்றது. **(வரைபடம் 3.8)**

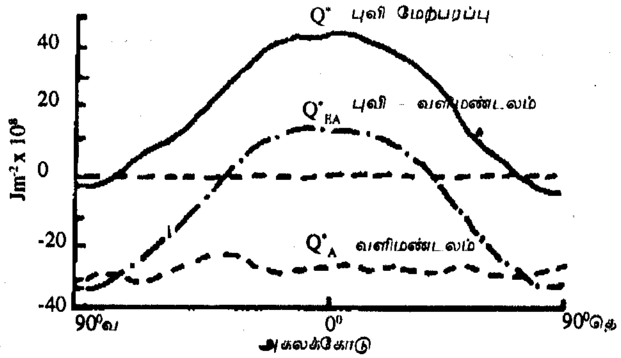
வரைபடம் 3.8 : புவிமேற்பரப்பை வந்தடையும் எதிர்க் கதிர்வீசலின் தோற்றம்



வளிமண்டலத்தின் கதிர் வீசற் சமநிலை

வளிமண்டலம் சூரியனிடமிருந்து சிற்றலைக் கதிர்வீசலையும், புவி மேற்பரப்பிலிருந்து தெறிக்கும் கதிர் வீசலையும் பெறுகின்றது. இதில் சிறுபகுதியை (K_A) *வளிமண்டலம் உறிஞ்சுகின்றது. புவிக்குரிய நெட்டலைக் கதிர்வீசலின் பெரும்பகுதியை இது உறிஞ்சுகின்றதுடன்* ($L\uparrow_{EA}$) *மிகுதிக் கதிர்வீசல் சாரளத்தினூடாக வானவெளிக்கு நேரடியாகச் செல்லுகின்றது. நெட்டலை நீளங்களில் வானவெளியை* ($L\uparrow_A$) *நோக்கியும் தரைமேற்பரப்புக்கும்* ($L\downarrow_A$) *வளி மண்டலத்தில் இருந்து கதிர்வீசப்படுகின்றது. தரைமேற்பரப்புக்குச் செல்வதிற் பெரும்பகுதி மேற்பரப்புக்கும் வளிமண்டலத்துக்குமிடையில் பரிமாற்றம் செய்யப்படுகின்றது. இச் சக்தியின் உள்ளீடு மற்றும் வெளியீடு பின்வருமாறு காட்டப்படும்.* ***(வரைபடம் 3.9)***

வரைபடம் 3.9: புவிமேற்பரப்புக் கதிர்வீசலின் சராசரி அகலக் கோட்டுப் பரம்பல்



கதிர்வீசல் சமநிலையின் சமன்பாடு பின்வருமாறு:

$$Q_A = K_A + L\uparrow_{EA} - L\uparrow_A - L\downarrow$$
$$100 = 17 + 91 - 57 - 78$$

எனவே

முழு வளிமண்டலத்தின் ஞாயிற்று மாறிலி	*100 அலகுகள்* (Units)
ஞாயிற்று ஒளிக் கதிரிலிருந்து உறிஞ்சல்	*17 அலகுகள்*
புவிக்குரிய கதிர்வீசலிலிருந்து உறிஞ்சல்	*91 அலகுகள்*
வானவெளிக்கு வீசப்பட்டவை	*57 அலகுகள்*
தரை மேற்பரப்புக்குத் திரும்பிச் சென்றவை	*78 அலகுகள்*
எனவே வளிமண்டலம் பெறுவது	*+ 108*
இழக்கப்படுவது	*- 135*
ஆகவே தேறிய கதிர் வீசல்	*- 27 அலகுகள்*

சக்திச் சமநிலையைப் பேணுவதற்கான ஏனைய வெப்ப இடமாற்றச் செய்முறைகள் நிகழ்வதினால் இச் சக்தி இழப்பு இடம் பெறுவதில்லை. வளிமண்டலத்தின் தேறிய கதிர்வீசல் சமநிலை அகலக் கோடுகளுக்கேற்ப சிறிதளவே மாற்றமடைகின்றது. தரைமேற்பரப்புக்கான கதிர்வீசற் பரிமாற்றத்தின் அமைவிடத் தாக்கங்களின் காரணமாகவே இது பெரிதும் இடம் பெறுகின்றது. காபனீரொட்சைட், வளிமண்டல நீராவி உள்ளடக்கம், முகிற் போர்வைகளில் ஏற்படும் மாறுபாடுகளினால் இவை பெரிதும் கட்டுப்படுத்தப்படுகின்றது. புவி - வளிமண்டல ஒழுங்கு முழுவதற்குமான அகலக் கோட்டு ரீதியான சமநிலைப் பரம்பலின் முக்கிய அம்சங்களை வளி மண்டலத்தின் கதிர் வீசல் சமநிலையினால் விளக்க முடியாது.

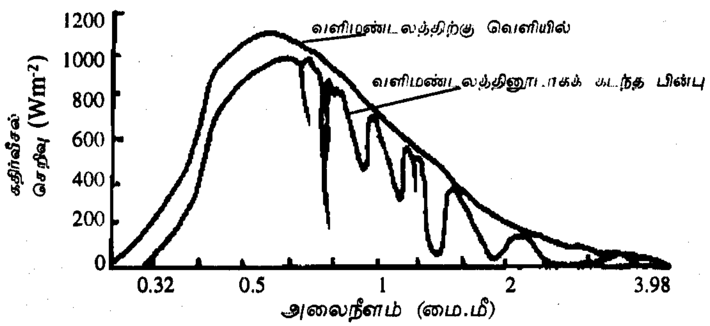
8. புவிமேற்பரப்பு ஒழுங்குகள்

வளிமண்டலத்திலிருந்து புவிமேற்பரப்பு ஒழுங்குகளுக்கு இடமாற்றப்படும் சிற்றலை வடிவிலான ஞாயிற்றுக் கதிர் வீசலின் உள்ளீடானது நேரடி மற்றும் பரவல் ($K\downarrow_D + K\downarrow_d$) *கதிர்வீசலைக் கொண்டிருக்கின்றன. இங்கு:*

$$(K\downarrow_D + K\downarrow_d) = K\downarrow = K\downarrow_O - K_A - K\uparrow_{Aa} - K\uparrow_{Ac}$$

$K\downarrow$ இன் நிறமாலை (spectrum) $K\downarrow_0$ இல் இருந்து பெரிதும் வேறுபட்டது. **(வரைபடம் 3.10)** கதிர்வீசற் செறிவில் மாத்திரமன்றி குறிப்பிட்ட அலை வரிசைகளிலும் பிரதானமாக வளி மண்டலத்தில் ஏற்படும் உறிஞ்சல்களினூடாகக் குறைவேற்படுகின்றது. ஞாயிற்று ஒளிக் கதிரின் பகுதியானது சிதறலாகப் புவியை நோக்கிய அசைவைக் கொண்டிருந்தாலும் பரவற் கதிர் வீசலாகவே புவிமேற் பரப்பை அடைகின்றது. பரவலுக்குட்படும் கதிர் வீசலின் விகிதாசாரம் குறிப்பிடத்தக்களவு வேறுபட்டாலும் புவியின் கிடையான மேற்பரப்பு முழுவதிலும் பெறப்படுகின்ற மொத்தக் கதிர் வீசலில் இது 33 சத வீதமாகவே உள்ளது. புவிமேற்பரப்பில் நேரடியான ஞாயிற்று ஒளிக் கதிர் முழு ஒளிர்வு வலயத்தையும் (Zone of full Illumination), முழுமையான ஒளி ஒதுக்கு (நிழல்) வலயத்தையும் ஏற்படுத்துகின்றன. ஒளி ஒதுக்கு வலயங்களின் ஒளிர்வானது பரவற் கதிர் வீசலினாலேயே ஏற்படுகின்றது.

வரைபடம் 3.10: வளிமண்டலத்தினூடாக ஞாயிற்று நிறமாலை கடந்து செல்வதற்கு முன்னரும், பின்னரும்.



கிடையான மேற்பரப்புக்களில் விழும் ஞாயிற்றுக் கதிர்வீசலின் வருடச் சராசரிப் பரம்பலானது அகலக் கோடுகளின் பாங்குகளுக்கேற்ப வீழ்ச்சியடையாது கல பாங்குகளை (cellular patterns) விருத்தி செய்கின்றன. ஆபிரிக்காவுக்கு மேலாக ஞாயிற்றுக் கதிர்வீசலின் பரம்பலை ஆராயும் போது இப் பாங்குகளின் விருத்தியில் முகில்கள் மற்றும் வளிமண்டல ஈரப்பதன் கொண்டுள்ள பங்கு பற்றித் தெளிவாக அறிந்து கொள்ள முடிகின்றது. மத்திய அகலக் கோட்டுப் பகுதியில் உள்ள முகில் தன்மையையும், ஈரப்பதனையும் கொண்ட சயர் வடிநிலம் சார்பளவில் தாழ்ந்த பெறுமதிகளைக் கொண்டிருக்க அயனப் பகுதியைச் சூழ்ந்து காணப்படும் சகாரா, கலகாரிப் பாலைவனங்கள் மிக உயர்ந்த பெறுமதிகளைக் கொண்டிருக்கின்றன. பாலைவனத் தூசுப் புயல்களினால் அல்லது நில முகாமைத்துவக் குறைபாடுகளினால் ஏற்படும் மண் அரிப்புக்களின் காரணமாக வளிமண்டலத்துக்குக் கொண்டு செல்லப்படும் தூசுக்கள் வளி

மண்டலத்தினூடாக இடம் பெறும் ஞாயிற்றுச் சக்தியின் கடத்தலிற் பாரிய செல்வாக்கினைக் குறுங்காலத்தில் கொண்டுள்ளன. பல்வேறு மூலக் கூறுகளிலிருந்தும் பெறப்படும் தூசுக்களின் அளவு வளிமண்டலத்தில் அதிகரிப்பதினால் காலநிலையில் நீண்ட கால மாற்றங்களை ஏற்படுத்துவதற்கான கருவியாகச் செயற்படுகின்றன.

புவிமேற்பரப்பு தெறித்தலின் காரணமாக ஞாயிற்றுக் கதிர் வீசலின் ஒரு பகுதியை வளிமண்டலத்தினூடாகத் திருப்புகின்றது. சக்திப் பிரவாகத்தில் சராசரியாக 13 சத வீதம் தெறிக்கப்படுவதுடன் மேற்பரப்பிலிருந்து 7 அலகுகள் இழக்கப்படுகின்றன. எனவே கிடையான மேற்பரப்பில் ஞாயிற்றுக் கதிர்வீசல் உள்ளீடு 47 அலகுகளாகக் குறைக்கப்படுகின்றது. தெறிக்கப்பட்ட கதிர் வீசலின் விகிதாசாரத்தை எடுத்துக் காட்டுவதாக இருப்பின் புவிமேற்பரப்பில் கிடைக்கக் கூடிய ஞாயிற்றின் சிற்றலைக் கதிர் வீசல் (K^*) பின்வருமாறு அமையும்.

$$K^* = K\downarrow - K\downarrow \cdot r \ (\text{or } K\downarrow - K\uparrow)$$

புவிமேற்பரப்பை அடையும் நெட்டலைத் தன்மை கொண்ட எதிர்க் கதிர்வீசல் வளிமண்டலத்தின் கீழ்பகுதிகளிற் காணப்படும் உறிஞ்சல் தன்மை கொண்ட பொருட்களிலேயே பெரும்பாலும் தங்கியுள்ளது. இதனாலேயே வழக்கமாக ஈரலிப்பும், முகில்களும் காணப்படும் வளிமண்டலத்தைக் கொண்ட மத்திய கோட்டுப் பகுதிகளில் எதிர்க் கதிர்வீசல் குறிப்பிடத்தக்க அளவில் இடம் பெறுகின்றது. புவிமேற்பரப்பு முழுவதும் பெறுகின்ற மொத்தக் கதிர்ப்புச் சக்தியில் சராசரியாக 62 சத வீதத்தை எதிர்க் கதிர்வீசல் கொண்டிருக்கின்றது.

தரைமேற்பரப்பிலிருந்து வீசப்படும் நெட்டலைக் கதிர்வீசலின் தேறிய சமநிலை பின்வருமாறு:

$$L^* = L\uparrow - L\downarrow$$

$L\uparrow$ - தரைமேற்பரப்பிலிருந்து வீசப்படும் புவிக்குரிய நெட்டலைக் கதிர்வீசல்.
$L\downarrow$ - எதிர்க் கதிர்வீசலினால் திரும்பி வருபவை.

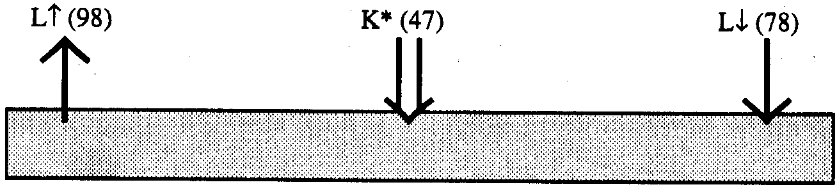
வளிமண்டலத்தினால் உறிஞ்சப்படும் இப்புவிக்குரிய கதிர்வீசல் குறிப்பிடத்தக்க முக்கியத்துவத்தைக் கொண்டிருப்பதுடன் புவிமேற்பரப்பின் மேலே ஒரு போர்வையையும் உருவாக்கி வெப்ப இழப்பு ஏற்படுவதைத் தடுக்கின்றது. இத்தகைய பெற்றவெயில் இல்லாவிட்டால் மேற்பரப்பு வெப்பநிலை 30^oC க்கு மேலாக இருக்கும் நிலை ஏற்படும். தற்போது இதற்குக் குறைந்த நிலையிலேயே காணப்படுகின்றது.

புவிமேற்பரப்பு ஒழுங்கானது, புவியின் உட்பகுதியிலிருந்து மேற்பரப்பை நோக்கி வரும் புவி வெப்பத்தின் வெப்பப் பாச்சல் (Geothermal heat flow) சக்தியைப் பெறுகின்றது. இதில் குறிப்பிட்ட விகிதாசாரம் நெட்டலைக் கதிர் வீசலாக வளிமண்டலத்துக்கு உள்ளீடாகச் செல்லுகின்றது. புவிக்குரிய நெட்டலைக் கதிர்வீசலின் மொத்தப் பாச்சலில் இது உள்ளடக்கப்படுவதினாற் தரரீதியான முக்கியத்துவத்தைப் பெறுவதில்லை. புவிமேற்பரப்புச் சராசரி வெப்பநிலை உயர் அகலக் கோடுகளில் 255K ஆகவும், தாழ் அகலக்கோடுகளில் 300K ஆகவும் வேறுபட்டுக் காணப்படுகின்றது.

புவிமேற்பரப்பின் கதிர் வீசற் சமநிலை

புவிமேற்பரப்பு ஞாயிற்றிடமிருந்து சிற்றலைக் கதிர்வீசலையும் வளிமண்டலத்திலிருந்து நெட்டலைக் கதிர் வீசலையும் பெறுகின்றது. தேறிய கதிர்வீசற் சமநிலைக்கான (Q*) சமன்பாடு, சிற்றலை - நெட்டலைக் கதிர்வீசற் சமநிலைகளிலிருந்தே பெறப்படுகின்றது.

$$Q^* = K^* + L^*$$



புவிமேற்பரப்பில் கதிர் வீசல் சமநிலை

புவிமேற்பரப்பு முழுவதும் பெறும் கதிர்வீசல்	+	**125 அலகுகள்**
புவிமேற்பரப்பு முழுவதிலிருந்தும் இழப்பு	-	**98 அலகுகள்**
மேற்பரப்பு பெறும் மிகைச் சக்தி	+	**27 அலகுகள்**

இது நடைமுறையில் நிகழ்வதில்லை. ஏனெனில் வளிமண்டலத்தில் ஏற்படும் பற்றாக்குறையை புவிமேற்பரப்புக் கதிர்வீசற் சக்தியின் மிகைச் சக்தி இடமாற்றம் என்னும் பொறிமுறையினால் மேற்பரப்பிலிருந்து வளி மண்டலத்துக்குக் கொண்டு செல்லப்படுகின்றது. ஆனால் புவிமேற்பரப்பில் கதிர்வீசற் சமநிலை குறிப்பிடத்தக்க அளவில் வேறுபடுகின்றது. தாழ் அகலக் கோடுகளில்

மிகையும், உயர் அகலக் கோடுகளில் பற்றாக்குறையும் காணப்படுகின்றது. ஞாயிற்று, மற்றும் புவிக்குரிய கதிர்வீசல் கடத்துதலைப் பாதிக்கின்ற முகிற் போர்வைகளும், வளிமண்டல ஈரப்பதனும் மேற்பரப்புக் கதிர்வீசல் மூலக் கூறுகளும் புவிமேற்பரப்புக் கதிர்வீசற் சமநிலையிற் பரப்பு சார்ந்த வேறுபாட்டினை உருவாக்குகின்றன. புவிமேற்பரப்பின் கதிர்வீசற் சமநிலையானது மேற்பரப்பு வெப்பநிலைப் பரம்பலை நிர்ணயிக்கின்ற பிரதான காரணியாகும். நீண்ட காலத்தில் வளிமண்டலத்திலும், புவிமேற்பரப்பிலும் தேறிய கதிர்வீசலில் சமநிலையின்மை ஏற்படுகின்றது. ஆனால் புவி - வளிமண்டல ஒழுங்கின் நீண்ட காலத் தேறிய கதிர்வீசற் சமநிலை 0 ஆகவே இருக்கும். வளிமண்டலத்தின் மேற்பகுதியை அடையும் கதிர்வீசலை நுணுக்கமாக அளவீடு செய்யக் கூடியதாக இருப்பதுடன் அதில் பின்வரும் அம்சங்கள் முக்கியமானவையாகவும் உள்ளன.

உள் வருதல் (வான வெளியிலிருந்து)		**வெளிச் செல்லல்** (புவி மற்றும் வளிமண்டலத்திலிருந்து)	
$K\downarrow_0$	ஞாயிற்றுக் கதிர்வீசல்	$K\downarrow_{Ac}$	முகில்களிலிருந்து தெறிக்கப்படும் கதிர்வீசல்
		$K\uparrow$	புவிமேற்பரப்பிலிருந்து தெறிக்கப்படும் கதிர்வீசல்
		$K\uparrow_{Aa}$	வளிமண்டலத்திலிருந்து சிதறப்படும் கதிர்வீசல்
		$L\uparrow$	புவிக்குரிய கதிர்வீசல்
		$L\uparrow_A$	வளிமண்டலக் கதிர்வீசல்

இவை பின்வரும் சமன்பாட்டின் மூலம் காட்டப்படலாம்.

$$Q^* = K\downarrow_0 - (K\uparrow_{Ac} + K\uparrow + K\uparrow_{Aa} + L\uparrow + L\uparrow_A)$$
$$= 100 - (23 + 7 + 6 + 7 + 57)$$

Q* வளிமண்டலத்தின் வெளியெல்லையில் தேறிய கதிர்வீசல்

வளிமண்டலத்தின் எல்லாப் பகுதிகளிலும் நீண்ட காலத்தில் இச் சமநிலையின் சராசரிப் பெறுமதி 0 ஆகக் காணப்படும். எனவே மின்காந்தக் கதிர்வீசல் தவிர்ந்த ஏனைய செயன்முறைகளினாலும் பொதுவான தேறிய சமநிலையைப் பேணுவதற்குச் சக்தியானது இடமாற்றம் பெறுகின்றது.

9. புவி - வளிமண்டல ஒழுங்கின் சக்திச் சமநிலை

புவி மேற்பரப்பை ஞாயிற்றுக் கதிர்வீசல் வந்தடையும் போது அவை உறிஞ்சப்படுவதுடன் ஒரு பகுதி மீள் கதிர்வீசலுக்கும் உட்படுகின்றது. புவி மேற்பரப்பினூடாகக் கடத்தல் செயன்முறை மூலம் வெப்பசக்தி (Q_G) கடந்து செல்கின்றது. அதேவேளை கடத்தல் மற்றும் மேற்காவுகை மூலமும் சக்தியானது வளிமண்டலத்திற்கு இடமாற்றப்படுகின்றது. எனவே வளிமண்டலத்தை வெப்பப்படுத்தவும் (Q_H) புவிமேற்பரப்பு வெப்பசக்தி பயன்படுத்தப்படுகின்றது. தேறிய கதிர்வீசற் சமநிலையில் Q^* அலகுகள் இருப்பின் செலவீட்டுக்கான சமன்பாடு பின்வருமாறு அமையும்.

$$Q^* = Q_H + Q_G$$

இங்கு Q_H, Q_G குறியீடுகள் நேர்கணியம் அல்லது எதிர்கணியமாக இருக்கலாம். அத்துடன் வெப்பமானது வளிமண்டலத்திலிருந்து தரை மேற்பரப்பிற்கோ அல்லது உப மேற்பரப்பிலிருந்து தரைக்கோ கடந்து செல்லலாம்.

ஆவியாக்கத்தின் போது நீர் திரவ நிலையிலிருந்து வாயு நிலைக்கு மாறும்போது வெப்பசக்தி நுகரப்படுகின்றது (Q_E). இதனைப் பின்வரும் சமன்பாடு மூலம் எடுத்துக் காட்டலாம்.

$$Q^* = Q_H + Q_G + Q_E$$

இவ் வழிகளினூடாக வெப்ப சக்தியின் பரம்பலானது மேற்பரப்பின் வேறுபாடான தன்மைகளுக்கு ஏற்ப மாற்றமடைகின்றது. வரண்ட பாலைவன மேற்பரப்புக்களில் ஆவியாக்கத்தின் போது குறைவான சக்தியே நுகரப்படுகின்றது. ஈரலிப்பான சூழலில் அதிக விகிதாசாரமான சக்தி நுகரப்படும். இதனால் புவிமேற்பரப்பின் பிரதான வகைகளுக்கு ஏற்ப சக்திச் சமநிலையின் சமன்பாடும் மாற்றத்துக்கு உட்படும்.

1. தாவரப் போர்வை காணப்படும் மேற்பரப்புக்களில் சக்திச் சமநிலைச் சமன்பாடு பின்வருமாறு அமையும்.

$$Q_y^* = Q_E + Q_T + Q_H + Q_G + Q_P + C$$

Q_T - தாவர மேற்பரப்புக்களில் ஆவியுயிர்ப்பு மூலம் நிகழும் ஈரத்தன்மை இழப்பின் போது நுகரப்படும் வெப்பம்.
Q_P - ஒளித்தொகுப்பின் போது நுகரப்படும் சக்தி
C - தாவரத்தினுள்ளேயே இடம்பெறும் வெப்ப உறிஞ்சல்

2. பனிக்கட்டிப் போர்வையுள்ள மேற்பரப்புக்களில் பனி உருகுதல் கவனத்திற் கொள்ளப்படுவதினாற் சமன்பாடு பின்வருமாறு அமையும்.

$$Q_{ice}^* = Q_E + Q_G + Q_H \pm Q_M$$

Q_M - பனிஉருகுதலுக்குத் தேவைப்படும் வெப்பச் சக்தி
$-Q_M$ - உறைதலின் போது வெளிவிடப்படும் வெப்ப சக்தி

சமுத்திரங்களின் சக்திச் சமநிலைச் சமன்பாட்டில், வெப்பச் சக்தியின் பக்க அசைவை (Q_F) சேர்த்துக் கொள்வதற்காக அதனைத் திருத்திப் பின்வருமாறு அமைக்கலாம்.

$$Q^* = Q_H + Q_G + Q_E + Q_F$$

இங்கு :

Q^* = கதிர்வீசற் சமநிலை
Q_H = வளிக்குள் கடத்தப்படும் வெப்பம்
Q_E = ஆவியாக்க - ஆவியுயிர்ப்பிற் பயன்படுத்தப்படும் வெப்பம்
Q_G = உப மேற்பரப்புக்குள் இடமாற்றப்படும் வெப்பம்
Q_T = ஆவியுயிர்ப்பின் போது நுகரப்படும் வெப்பச்சக்தி
Q_P = ஒளித்தொகுப்பின் போது வெப்பச் செலவு
Q_M = பனி உருகலின் போது தேவைப்படும் வெப்பச்சக்தி
$-Q_M$ = உறைதலின் போது வெளிவிடப்படும் வெப்பசக்தி

இத்தகைய இடமாற்றங்கள் சமுத்திர நீரோட்டங்களின் வடிவிற் சமுத்திரங்களிற் பாரிய அளவில் இடம் பெறுகின்றன. சமுத்திர நீர்ப்பரப்புக்களில் வெப்பச் சக்திச் சமநிலை சிக்கலான இயல்புடையதாகக் காணப்படுகின்றது. உப மேற்பரப்பு சக்திப் பாச்சலினால் 30^0 அகலக்கோடுகளுக்கு அப்பால் தேறிய சக்தியில் மிகை காணப்படுகின்றது. ஆனால் தாழ் அகலக்கோடுகளில் சக்தி இழப்புக் காணப்படுகின்றது. **(அட்டவணை 3.3)** எனவே புவி - வளிமண்டல ஒழுங்கில் வெப்பச் சக்தியின் மீள்பரம்பல் முக்கிய பங்கினைக் கொண்டிருக்கின்றது. வளிமண்டலமும் வெப்பத்தை மீள்பரம்பல் செய்கின்றது. புவிமேற்பரப்பின் தாழ் அகலக்கோடுகளிற் கதிர்வீசலின் தேறிய சக்தியில் மிகையும், உயர் அகலக்கோடுகளிற் பற்றாக் குறையும் காணப்படுகின்றது. இச் சமநிலையின்மையானது வளிமண்டல அசைவினால் நிகழும் சிக்கலான சுற்றோட்ட ஒழுங்குகளினூடாக ஏற்படும் வெப்பப் பரிமாற்றத்தினால் சமநிலைப்படுத்தப்படுகின்றது. சில இடங்களில் சக்திச்சமநிலைச் சமன்பாடு சமநிலையில் காணப்பட மாட்டாது.

அட்டவணை 3.3 : புவிமேற்பரப்பின் சக்திச் சமநிலைச் சமன்பாட்டின் அம்சங்களின் சராசரி அகலக் கோட்டுப் பெறுமதிகள் (MJ m^{-2})
(After data from sellers, 1965)

அகலக்கோட்டு வலயம்	சமுத்திரங்கள்				நிலம்			கோளம்			
	Q	Q_E	Q_H	Q_F	Q^*	Q_E	Q_H	Q^*	Q_E	Q_H	Q_F
80 - 90° வ	-	-	-	-	-	-		38	13	42	8
70 - 80	-	-	-	-	-	-	-	4	38	-4	-29
60 - 70	97	139	69	-109	84	59	25	88	84	42	-38
50 - 60	122	-164	67	-109	126	80	46	126	118	59	-50
40 - 50	214	223	59	-67	189	101	88	202	160	71	-29
30 - 40	349	361	55	-67	252	97	155	307	248	101	-42
20 - 30	475	493	38	4	290	84	206	403	307	101	-4
10 - 20	500	488	25	59	298	122	176	445	340	67	38
0 - 10	483	336	17	130	302	202	101	441	302	46	92
0 - 90° வ	-	-	-	-	-	-	-	302	231	67	4
0 - 10	483	353	17	113	302	210	92	441	319	42	80
10 - 20	475	492	21	17	307	172	134	437	378	46	13
20 - 30	424	419	29	-25	294	118	176	395	349	67	-21
30 - 40	344	336	34	-25	260	118	143	336	311	46	-21
40 - 50	239	231	38	-29	172	88	84	235	223	42	-29
50 - 60	118	130	36	-55	130	84	46	118	130	46	-59
60 - 70								55	42	46	-34
70 - 80								-8	13	-17	-4
80 - 90								-46	0	-46	0
0 - 90° தெ								302	260	46	-4
கோளம்	344	310	34	0	206	105	101	302	247	55	0

4

வளியின் வெப்பநிலை

வெப்பநிலை என்பது எல்லாரும் விளங்கிக் கொள்ளக் கூடிய ஒரு கருத்தியலாக இருப்பதுடன் புலப்படும் வெப்ப மட்டத்தினை (அது வாயுவாக (வளி), திரவமாக (நீர்), அல்லது திண்மமாக (பாறை அல்லது வரண்ட மண்) அளவிடுவதொன்றாகவும் உள்ளது. ஒரு பொருள் வெப்பத்தைப் பெற்றுக்கொள்ளும் போது அப்பொருளின் வெப்பநிலை உயர்வடையும். பூமியானது சிற்றலைக் கதிர் வீசலின் நிலையான பாச்சலை ஞாயிற்றிடமிருந்து பெற்று வருகின்றது. பூமியும் நெட்டலை வடிவில் வான வெளிக்குக் கதிர்வீசலை வெளிவிடுகின்றது. பகல் நேரங்களில் சக்தி குறைவாக இருப்பதினால் பூமியின் வெப்பநிலை அதிகரிப்பைக் கொண்டிருக்கிறது. இரவில் இத் தேறிய கதிர்வீசலின் (Net radiation) சமநிலை மாறி இடம்பெறும். பூமியின் இருண்ட பகுதியில் சிற்றலைக் கதிர்வீசல் இடம் பெறுவதில்லை. ஆனால் நெட்டலைக் கதிர்வீசல் புவி மேற்பரப்பிலிருந்து வீசப்படும். இதனால் மேற்பரப்பு வெப்பநிலை வீழ்ச்சியடைகின்றது.

மேற்பரப்பு வெப்பநிலையானது வீசல் சக்தியின் (radiant energy) உறிஞ்சல், வெளிவீசுதல் என்பன தவிர்ந்த ஏனைய செயன்முறைகளினாலும் அதிகரிக்கும் அல்லது குறைவடையும். சூடான ஒரு பொருளிலிருந்து குளிரான ஒன்றுக்கு வெப்பப்பாச்சல் இடம் பெறுவதை விளக்குவது கடத்தல் (conduction) ஆகும். கடுமையான சூரிய வெளிச்சத்தினைப் பெற்றுக் கொள்ளும் தரைப்பகுதியானது அதனுடன் நேரடியான தொடர்பைக் கொண்டுள்ள வளியின் வெப்பநிலையை அதிகரிக்கும் செயன்முறையையே இது விளக்குகின்றது. ஆவியாக்கத்தின் போது நீரானது திரவ நிலையிலிருந்து வாயுநிலைக்கு வெப்ப உறிஞ்சலினால் ஏற்படுகின்ற செயன்முறையின் போது ஈரமேற்பரப்பில் வெப்பநிலையில் குறைவு ஏற்படுகின்றது. நீராவி மூலக் கூறுகள் மண்ணைவிட்டு விலகி வளிப்

படையினுள் செல்வதினால் திரவநிலையிலுள்ள நீரினால் உறிஞ்சப்படும் புலப்படும் வெப்பமானது புவிமேற்பரப்பிலிருந்து எடுத்துச் செல்லப்படுகிறது

மேற்பரப்பிலிருந்து 1.4 மீற்றருக்கு மேலேயே வளியின் வெப்பநிலை அளவிடப்படுகின்றது. மேற்பரப்பு வெப்பநிலையானது வளி வெப்பநிலையினின்றும் வித்தியாசமானது. வளி வெப்பநிலையானது பெரும்பாலான பகுதிகளில் இயற்கையான வட்டங்களைக் கொண்டுள்ளது.

(1) வளி வெப்பநிலையில் உயர்ச்சி, வீழ்ச்சிகளில் நாளாந்தப் போக்குகள் (daily rhythm) காணப்படுகின்றன. இது பகல், இரவு வேறுபாடுகளைக் கொண்ட உள்வரும் கதிர்வீசலிற் பாங்கினால் ஏற்படுகின்றது எனலாம்.

(2) பருவகாலப் போக்குகள் (seasonal rhythm) என்பது புவி அச்சு சாய்வினால் ஏற்படுகின்றது. இதனால் வட,தென் கோளங்களில் பகல் வெளிச்சத்தின் நீட்சிகளிலும் (lengths of daylight), சூரிய கதிர்ச் செறிவுகளிலும் வேறுபாடுகள் ஏற்படுகின்றன.

பெற்ற வெயிலின் நாளாந்த, வருடாந்த வட்டங்கள் அகலக் கோட்டுடன் நெருங்கிய தொடர்பைக் கொண்டுள்ளன. உதாரணமாக முனைவுப் பகுதியை நோக்கிச் செல்லச் செல்ல வெப்பநிலை வீழ்ச்சியடைந்து செல்லுகின்றது. பருவகால வேறுபாடுகளையும் அகலக்கோடு கொண்டிருக்கின்றது. மத்திய கோட்டைப் போன்று கோடையில் உயரகலக் கோடுகள் அதிக ஞாயிற்றுச் சக்தியைப் பெறுகின்றன. மாரி காலத்தில் மிகக் குறைவான சக்தி பெறப்படுகின்றது. இத்தகைய வருடாந்த வேறுபாடு காரணமாக உயர் அகலக் கோடுகள் வருடம் பூராகவும் வெப்பநிலைகளிற் பாரிய வீச்சினைக் கொண்டிருக்கின்றன.

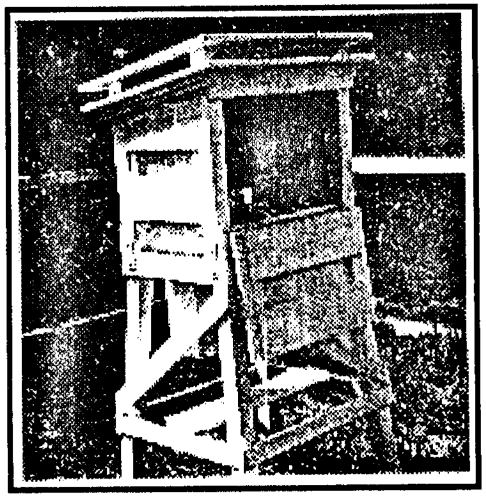
சமுத்திரத்துக்கும் கண்டங்களுக்குமிடையில் முக்கிய வெப்பநிலை வேறுபாடுகள் நடு, உயர் அகலக் கோடுகளிற் காணப்படுகின்றன. ஏனெனில் நீர்நிலைகள் கண்டங்களிலும் பார்க்க மெதுவாக வெப்பத்தையும், குளிர்ச்சியையும் அடைந்து கொள்கின்றன. எனவே வளி வெப்பநிலையில் ஏற்படும் வேறுபாடுகளுக்குக் காரணம் புவிமேற்பரப்பை அடையும் சூரிய சக்தியின் அளவில் காணப்படும் வேறுபாடுகளே. ஏனெனில் சூரியனிலிருந்து வரும் சக்தியின் அளவானது புவிமேற்பரப்பை அடையும் போது நாளுக்கு நாள், பருவத்துக்குப் பருவம், அகலக் கோட்டுக்கு அகலக்கோடு வெப்பநிலையில் வேறுபடுகின்றமை குறிப்பிடத்தக்கது.

1. வளி வெப்பநிலையை அளவிடுதல்

நாளாந்தம் நாம் எதிர் நோக்கும் வானிலைத் தகவல் பற்றிய ஒரு விடயமாகவே வளி வெப்பநிலை விளங்குகின்றது. காலநிலையைப் பதிவு செய்யும் ஒவ்வொரு நிலையத்திலும் வளியின் வெப்பநிலை ஒழுங்கான இடைவெளிகளில்

வெப்பமானியில் (Thermometer) இருந்து வாசித்து அறியப்படுகின்றது. இக்கருவி ஒரு பெட்டியினுள் வைக்கப்பட்டு தரை மேற்பரப்பிலிருந்து சிறிது உயரத்தில் (1.4 மீற்றர்) இருக்குமாறு அமைக்கப்படும். சூரிய வெளிச்சம் பாதிக்காது கருவி பாதுகாப்பாக வைக்கப்பட்டிருக்கும். இங்கு இரு வெப்பமானிகள் வைக்கப்பட்டிருக்கும். **(வரைபடம் 4.1)**

வரைபடம் 4.1: வெப்பமானி



(1) **உயர்வு வெப்பமானி** (maximum thermometer). **உயர் வெப்பநிலையைக் காட்டும்.**

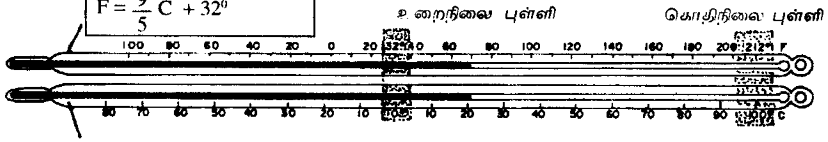
(2) **இழிவு வெப்பமானி** (minimum thermometer). **இழிவு வெப்பநிலையைக் காட்டும்.**

> சிலவேளைகளில் இத்துடன் தன்னியக்கமான முறையில் வெப்பநிலையைப் பதிவு செய்யும் "வெப்பப் பதிவு வ.. பு" (Thermograph) எனப்படும் வெப்பமானியைப் பயன்படுத்தித் தொடர்ச்சியான வெப்பநிலையை ஒரு வரைபடத்தாளில் பதிவு செய்வதற்குப் பயன்படுத்துவர். ஐக்கிய அமெரிக்கா... வெப்பநிலை பரனைட் அளவிலேயே (Fahrenheit Scale) அளவிடப்படுகின்ற பரனைட் அளவுத்திட்டத்தில் உறைநிலையானது 32°F ஆகவும் கொதிநிலை 212°F ஆகவும் உள்ளது. இதன் வீச்சு 180°F. ஆனால் சர்வதேச அளவுத்திட்டமாக செல்சியஸ் வெப்பநிலை அளவுத்திட்டம் விளங்குகின்றது. அதன்படி நீரின் உறைநிலை 0°C ஆகவும் கொதிநிலை 100°C ஆகவும் உள்ளது. எனவே 100°C மட்டமானது (Celsius degree) 180°F பரனைட் மட்டத்துக்குச் சமமானது. (10°C = 1.8°C, 1°C = 0.56°C) **(வரைபடம் 4.2)**

வரைபடம் 4.2 : செல்சியஸ், பரனைட் வெப்பநிலை அளவுத் திட்டங்களின் ஒப்பீடு

பரனைட் அளவுத்திட்டம்

$$F = \frac{9}{5} C + 32^0$$



செல்சியஸ் அளவுத்திட்டம்

$$C = \frac{5}{9} (F - 32^0)$$

வெப்பநிலையை அளவிடும் வெப்பமானி என்னும் கருவியில் ஒரு கண்ணாடிக் குழாயினுள் காணப்படும் திரவமானது வெப்பநிலைக்கேற்ப விரிவடைந்து சுருங்கியும் வருவதுடன் திரவமேற்பரப்பு நிலைமை வெப்பநிலையைச் சுட்டிக் காட்டும். வளி வெப்பநிலை உயரத்துடன் வேறுபடும் தன்மையைக் கொண்டதினால் அதனைத் தரையிலிருந்து 1.4 மீ. (4 அடி) உயரத்திலான நியம மட்டத்தில் வைத்து அளவிடப்படுகின்றது. இன்று இவ்வெப்பமானிகள் பல புதிய கருவிகளினால் முக்கியத்துவத்தை இழந்துள்ளன. உதாரணமாக உடலிலுள்ள வெப்பநிலையை அளந்து நேரடியாகவே இலக்கத்தில் தெரிவிக்கும் "எண்ணிலக்க சுரவெப்பமானிகள்" (digital fever thermometer) பாவனைக்கு வந்துள்ளன. இது பயன்படுத்தும் சாதனம் வெப்பத்தடைசை (thermister) எனப்படும். இது வெப்பநிலைக்கேற்ப அதன் மின்சாரத் தடையை (electrical resistance) மாற்றும். இவ் எதிர்ப்பினை அளவிடுவதன் மூலம் வெப்பநிலை தன்னியக்கமாகவே பெறப்படுகின்றது. பெரும்பாலான வானிலை நிலையங்கள் இன்று கொண்டிருக்கும் வெப்பநிலை அளவீட்டு முறைகளில் வெப்பத்தடை மின்கலமே பயன்படுத்தப்படுகின்றன.

சில வானிலை நிலையங்கள் வெப்பநிலைகளை மணித்தியாலத்துக்கொருமுறை அறிவித்தாலும் பெரும்பாலான நிலையங்கள் 24 மணி நேரத்தில் பதிவு செய்யப்பட்ட வெப்பநிலைகளின் உயர், தாழ் வெப்பநிலைகளை அறிவிக்கின்றன. வெப்பநிலையில் நீண்டகாலப் போக்குகளை அவதானிப்பதற்கு இவை மிக முக்கியமானவை. ஐக்கிய அமெரிக்காவில் 5000 க்கு மேற்பட்ட நிலையங்களில் இவை நாளாந்தம் பதிவு செய்யப்படுகின்றன. நாளாந்த உயர்வு, இழிவு வெப்பநிலையைப் பயன்படுத்தி ஒரு நிலையத்துக்கான நாளாந்த, மாதாந்த, வருடாந்தத் தரவுகள் பெறப்படுகின்றன. நாளாந்தச் சராசரி வெப்பநிலையானது நாளாந்த உயர்வு, இழிவுப் பெறுமானங்களின் சராசரியாகும்.

புவி நிலமேற்பரப்பில் மனித நடவடிக்கைகளினாலும், நகரமயமாக்கங்களினாலும், தாவரப்போர்வையை அகற்றுவதினாலும் வெப்பநிலையில் மாற்றங்கள் ஏற்படுகின்றன. இம் மாற்றங்களினால் வெப்பநிலையில் ஏற்படும் பாதிப்பை

அறிந்து கொள்ளமுடியும். கிராமப் பகுதிகளில் நில மேற்பகுதி பெரும்பாலும் தாவரத்தினால் மூடப்பட்டிருக்கும். இத்தாவரங்களில் இயற்கையான நடவடிக்கையாக ஆவியுயிர்ப்பு (transpiration) நிகழ்கின்றது. இச் செயன்முறையின் மூலம் தாவரங்களின் வேர்களில் எடுத்துக் கொள்ளப்படும் நீர் இலைகளுக்குச் சென்று அங்கிருந்து ஆவியாகின்றது. வெப்பத்தை அகற்றுவதினால் ஆவியாக்கம் மேற்பரப்பைக் குளிர்ச்சியடையச் செய்கிறது. அடர்த்தியான தாவரப் போர்வைகள், காடுகள் உள்ள பகுதிகளில் ஞாயிற்றுக் கதிர்வீசல் தடிப்பான இலைகளின் படையினால் இடைமறிக்கப்பட்டு விடுகின்றது. இதனால் ஞாயிற்றின் வெப்பம் தரைமேற்பகுதியில் செறிவாகப் பரம்பாது முழுக் காட்டுப் படைக்கும் சூடான தன்மையை அளிக்கின்றது. கிராமியச் சூழலில் மண் மேற்பரப்பு ஈரலிப்பானதாக இருக்கும். மழைப்புயல்களின் போது படிவுவீழ்ச்சி மண்ணினூடாக வடிந்து செல்லுகின்றது. சூரிய வெளிச்சம் மண்மேற்பரப்பை அடையும் போது நீர் ஆவியாகி வெப்பத்தை அகற்றுவதினால் மண்ணைக் குளிர்ச்சியாக வைத்திருக்கின்றது. இதற்கு மாறாக நகரப்பகுதிகளில் வன்மையான உட்புக முடியாத மேற்பரப்புக்கள் காணப்படுவதினால் மழைவீழ்ச்சி நிலமேல் ஓட்டமாகவே பெரும்பாலும் இடம்பெற்று விடுகின்றது. மேற்பரப்புக்கள் வரண்டனவாக இருப்பதினால் முழுச் சூரிய கதிர்வீசற் சக்தியும் மேற்பரப்பைச் சூடாக்குகின்றது. இதனால் பகல் வேளைகளில் நகர மேற்பரப்புக்களில் காற்றானது உயர் வெப்பநிலைக்கு வெப்பப்படுத்துகின்றது. பகல் நேரங்களில் பெரும்பாலான வெப்பமானது நகரங்களின் கட்டிடப் பொருட்களினால் சேமித்து வைக்கப்படுகின்றது. இரவு நேரங்களில் வெப்பம் மீண்டும் மேற்பரப்புக்குக் கடத்தப்படுகின்றது. இத்தகைய காரணங்களினால் வளியின் வெப்பநிலை நகரின் மத்திய பகுதியில் ஏனைய சூழவுள்ள பகுதிகளிலும் பார்க்க பல பாகைகள் உயர்வாக இருக்கும். இப்பகுதி 'வெப்பத் தீவு' (heat island) எனப்படும். வளியின் சம வெப்பநிலைக் கோடுகள் இதனைத் தெளிவாகக் காட்டும்.

2. வளி வெப்பநிலையின் வருடாந்த வட்டம்

சூரியனைச் சுற்றிப் பூமி சுழல்வதினால் புவியின் அச்சுச் சாய்வினாற் பெற்ற வெயிலில் வருடாந்த ரீதியான மாறுபாடு வட்ட ஒழுங்கில் ஏற்படுகின்றது. இவ் வட்டமானது வருடாந்தத் தேறிய கதிர்வீசல் வட்டத்தை உருவாக்குகின்றது. வருடாந்த வெப்பநிலை வட்டத்தினைத் தீர்மானிப்பதில் வருடாந்தத் தேறிய கதிர்வீசல் வட்டம் முக்கியத்துவமுடையதாக இருந்தாலும் அமைவிடம் கரையோரப் பகுதியா அல்லது கண்டப் பகுதியா என்பதும் முக்கியமானது. இதனை 4 நிலையங்களின் தேறிய கதிர்வீசலின் சராசரிப் பெறுமதிகளைக் கொண்டு விளக்க முடியும்.

(1) பிறேசிலில் அமேசன் நதியிற் காணப்படும் மானோஸ் என்ற இடம் மத்திய கோட்டில் அமைந்துள்ளது. இங்கு வருடாந்த வெப்பநிலை வீச்சு 1.7°C (3°F), இங்கு வெப்பநிலையிற் பருவகாலங்கள் காணப்படாது ஒவ்வொரு மாதமும் சீராக இருக்கிறது.

(2) எகிப்தில் நைல் நதியில் உள்ள அஸ்வான் என்ற இடம் 24° வடக்கில் அமைந்துள்ளது. வருடாந்த வீச்சு 17°C (30°F). யூன், யூலை, ஆகஸ்ட் அதிக வெப்பமான மாதங்கள். சராசரியாக 32°C (90°F) க்கு மேல் வெப்பநிலை காணப்படுகின்றது.

(3) மத்திய கோட்டிலிருந்து வடக்கே 54° இல் ஜேர்மனியில் அமைந்துள்ள ஹம்பேர்க் என்னும் இடத்தில் தேறிய கதிர்வீசல் வீதம் 9 மாதங்களுக்கு நேர்கணியமாகவும், மாரிகாலத்தில் 3 மாதங்களுக்கு எதிர்கணியமாகவும் உள்ளது. கோடை மாதத்தில் அதி உயர் வெப்பநிலை 16° C (60° F) ஆகவும், மாரி மாதங்களில் ஆகக் குறைந்த வெப்பநிலை 0° C (32° F) ஆகவும் உள்ளது.

(4) மத்திய கோட்டிலிருந்து வடக்கே 62° அகலக் கோட்டில் சைபீரியாவிலுள்ள யக்கூட்ஸ்க் என்னுமிடத்தில் நீண்டதான இருண்ட மாரியில் கதிர்வீசல் எதிர்கணியமாக உள்ளது. கதிர்வீசற் பற்றாக் குறையானது 6 மாதங்களுக்கு நீடித்துள்ளது. இக்காலங்களில் வளி வெப்பநிலை மிகத் தாழ் நிலைகளை அடைகின்றது. மாரிகால மாதங்களின் மூன்றின் மாதாந்தச் சராசரி வெப்பநிலை O - 35° - - 45° C (-30° - -50° F) இடையில் காணப்படுகின்றது. புவியில் மிகக் குளிரான இடங்களில் இதுவும் ஒன்று. இங்கு வருடாந்த வெப்பநிலை வீச்சு 60°C (110° F) க்கு மேல் உள்ளது.

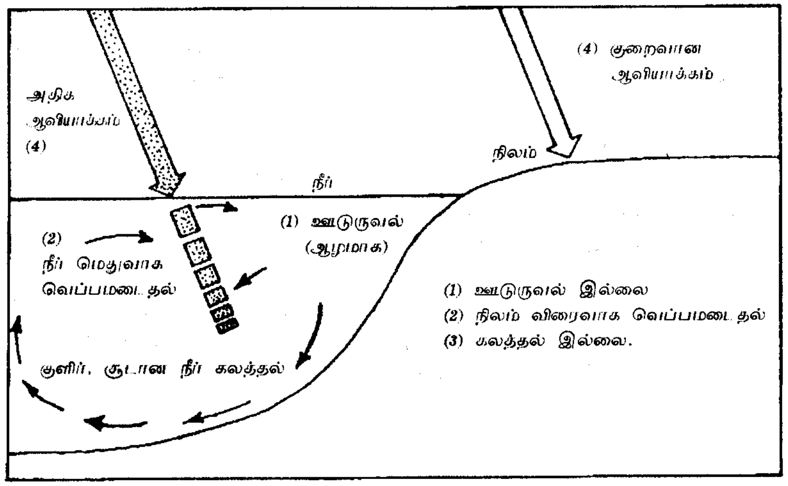
3. வளி வெப்பநிலையும் நில, நீர் வேறுபாடுகளும்

நில, நீர் மேற்பரப்புக்கள் வேறுபாடான பல அம்சங்களைக் கொண்டிருப்பதினால் உறிஞ்சலிலும், மீள் கதிர்வீசலிலும் வேறுபாடுகள் ஏற்படுகின்றன. இதில் பொதுவான விதி ஒன்று காணப்படுகின்றது. சூரிய கதிர்வீசலினால் நிலமேற்பரப்பு மிக விரைவாகவும், செறிவான முறையிலும் வெப்பப் படுத்தப்படுகின்றது. ஆனால் நீர்ப்பரப்புக்களில் இது மெதுவாகவே நடைபெறுகின்றது. கதிர் வீசலற்ற நேரங்களில் நிலமேற்பரப்பு விரைவாக வெப்பத்தை இழந்து குளிரடைகின்றது. ஆனால் நீர் மேற்பரப்பில் அவ்வாறு நடைபெறுவதில்லை. கதிர்வீசல் இல்லாத நிலையிலும் ஆறுதலாகவே குளிரடையும். இதனால் நிலமேற்பரப்புப் பகுதிகளில் வெப்பநிலை வேறுபாடுகள் அதிகமாகக் காணப்பட நீர்ப் பகுதிகளில் அவ்வாறு காணப்படுவதில்லை. பரந்த நிலத்திணிவுகள் காணப்படுமிடங்களில் பருவகால வெப்பநிலை வேறுபாடுகள் மிக அதிகம்.

நில, நீர் வேறுபாடு தொடர்பாக நில, நீர் மேற்பரப்புக்களுக்கிடையில் 4 முக்கிய வெப்ப வேறுபாடுகள் காணப்படுகின்றதுடன் பௌதீகவியலின் சாதாரண தத்துவங்களை அவை விளக்குவனவாகவும் உள்ளன.(வரைபடம் 4.3)

(i) நீரானது கடத்துதிறனுடையதாக இருப்பதினால் வெப்பக் கதிர்களை அதிக ஆழத்துக்கு ஊடுருவிச் செல்ல விடுகின்றது. இதனால்

வரைபடம் 4.3: நில, நீர் வெப்பமடைதலின் (4) வேறுபாடுகள்



உறிஞ்சப்பட்ட வெப்பமானது கணிசமான நீர்ப்படைகளினூடாகப் பரம்பிச் செல்கின்றது. மாறாகச் சூரிய கதிர்வீசல் மண் அல்லது பாறைகளை ஊடுருவிச் செல்வதில்லை. அதனால் இதன் வெப்பத்தாக்கம் மேற்பரப்பிலேயே செறிந்து காணப்படும். இதனால் கதிர்வீசல் தடிப்பான நீர் மேற்பரப்புப் படையை மெதுவாகவும் மெல்லிய நில மேற்பரப்புப் படையை விரைவாகவும் வெப்பப்படுத்துகின்றது.

(ii) வரண்ட மண் அல்லது பாறைகளைப் போலன்றி நீர் மெதுவாகவே வெப்பமடைகின்றது. நீரின் தனி வெப்பமானது (specific heat) பாறைகள் கொண்டிருப்பதிலும் பார்க்க ஐந்து மடங்கு அதிகமானது. அது போலவே குளிர்ச்சியடையும் போது நீரின் வெப்பநிலை பாறையின் வெப்பநிலையிலும் பார்க்க மெதுவாகவே வீழ்ச்சியடையும். எனவே தரைமேற்பரப்புக்கள் நீர்ப்பரப்புக்களிலும் பார்க்க உயர்வான வெப்பநிலையைப் பெறுகின்றன.

(iii) சமுத்திர நீர் நீரோட்டங்களினாற் கலக்கப்படுகின்றது. இதனால் வெப்பமானது நீர்த்திணிவுகளூடாகக் கலக்கப்படுகின்றது. இது போன்ற அசைவு தரையில் இடம் பெறுவதில்லை. வெளியான பரந்த சமுத்திரங்களில் காற்றினால் உருவாக்கப்படும் அலைகளினாற் கலத்தல் (mixing) ஏற்படுகின்றது.

(iv) திறந்த நீர் மேற்பரப்பு ஆவியாக்கத்தின் மூலம் இலகுவாகக் குளிரடைய முடியும். மண்மேற்பரப்பிற்கு அருகில் நீர் காணப்படும்

போதுதான் இது நடைபெறும். மேற்பரப்பு வரண்டு காணப்படும் போது ஆவியாக்கம் நின்று விடும். எனவே தரையில் குறைவான ஆவியாக்கமே காணப்படும்.

4. வளி வெப்பநிலையின் பூகோளப் பாங்குகள்

வளியின் வெப்பநிலையில் கிராம - நகரத் தாக்கங்கள், அகலக் கோட்டு அல்லது உயர வேறுபாடுகள், கரையோர - உள்பகுதிகளின் அமைவிடங்கள் முக்கிய செல்வாக்கினைக் கொண்டுள்ளன. உலக வெப்பநிலைப் பாங்குகளிலும் இத்தகைய செல்வாக்குகள் காணப்படுகின்றன. சம வெப்பக் கோட்டுப்படங்கள் உயர், தாழ் வெப்பநிலை மையங்களைக் காட்டுவதுடன் வெப்பநிலைச் சாய்வினையும் காட்டுகின்றது. வளி வெப்பநிலைகளின் பரம்பலைச் சம வெப்பக்கோடுகள் (Isotherms) காட்டும். இக்கோடுகள் சமமான வளி வெப்பநிலைப் புள்ளிகளினூடாக வரையப்படும். இக் கோடுகள் 5 அல்லது 10 பாகை வேறுபாடுகளைக் கொண்டு தெரிவு செய்யப்படுகின்றன. ஆனால் அவை எந்த வெப்பநிலை வீச்சுகளுக்கும் பயன்படுத்தப்படலாம்.

உலகின் சம வெப்பக் கோடுகளின் பாங்குகள் 3 காரணிகளினால் விளக்கப்படுகின்றன.

(1) **அகலக் கோடு (Latitude):** அகலக் கோடு அதிகரிக்கும் போது சராசரி பெற்றவெயில் வீழ்ச்சியடைகின்றது. அதனால் வெப்பநிலையும் குறைகின்றதுடன் முனைவுப் பகுதிகள் மத்திய கோட்டுப் பகுதியிலும் பார்க்கக் குளிராக இருக்கின்றது. பருவகால வேறுபாட்டில் அகலக் கோட்டின் செல்வாக்கும் மிக முக்கியமானது. கோடைச் சூரிய கணநிலை நேரத்தின் போது மத்திய கோட்டிலும் பார்க்க முனைவுப் பகுதிகளில் அதிக சூரியசக்தி பெறப்படுகின்றது.

(2) **கரையோர - உள்பகுதிகளின் வேறுபாடுகள் (Coastal - Interior Contrasts):** கரையோர நிலையங்கள் அப்பகுதியில் நிலவும் கடற்கரைக் காற்றுக்களிலிருந்து வளியைப் பெறுவதினால் வெப்பநிலைகள் பெரும்பாலும் சீராக இருக்கிறதுடன் கோடையில் குளிராகவும், மாரியில் சூடானதாகவும் உள்ளது. உட்பகுதி நிலையங்களின் வெப்பநிலைகள் பாரிய வருடாந்த மாறுபாடுகளைக் கொண்டுள்ளன. சமுத்திர நீரோட்டங்களும் செல்வாக்கும் அவற்றிற் காணப்படுகின்றது.

(3) **உயர்வான பகுதிகளில் வெப்பநிலை குளிர்ச்சியாக இருக்கும்.** உலக வெப்பநிலைப் படங்களில் உயர்ந்த மலைத் தொடர்களைக் கொண்டிருக்கும் பகுதிகள் அயலிலுள்ள பிரதேசங்களைப் பார்க்கிலும் குளிர்ச்சியாக இருப்பதை அவதானிக்கலாம்.

கோடைச்சூரிய கணநிலை நேரத்தின் போதே பெற்றவெயில் அதிகளவிற் பெறப்படுகின்றது. வெப்பசக்தி ஆகஸ்ட் வரையும் தொடர்ச்சியாகத் தரைநோக்கி இடம்பெறுகிறது. ஆகையால் தான் உட்பகுதிகளில் வருடத்தின் மிக வெப்பமான மாதம் யூலை ஆக இருப்பதுடன் கணநிலை நேரத்தின்பின் வருகின்ற மாதமாகவும் உள்ளது. அதேபோல் பரந்த பகுதிகளில் வருடத்தின் மிகக் குளிரான மாதம் சனவரி ஆகும். மாரிச் சூரியகணநிலை நேரத்தின்பின் வருகின்ற மாதமாகவும் இருக்கின்றது. ஏனெனில் பெற்றவெயில் அதிகரிக்கத் தொடங்குவதற்குப் பின்பும் தரையானது வெப்பத்தை இழக்கத் தொடங்குகின்றது. சமுத்திரங்களின் மீதும், கரையோர அமைவிடங்களிலும் அதிகூடிய, குறைந்த வளி வெப்பநிலையானது ஒரு மாதத்தின் பின்னரே முறையே ஆகஸ்டிலும், பெப்ரவரியிலும் தரையினை அடைகின்றது.

5. சனவரி, யூலையில் உலக வளி வெப்பநிலைப் பாங்குகள்

உலக வெப்பநிலைப் படத்தினை அவதானித்தால் அதிற் காணப்படும் வெப்பநிலைப் பாங்குகள் பற்றி 6 முக்கியமான அம்சங்களை அவதானிக்க முடியும். இதனை உருவாக்குவதிற் பல காரணிகள் பங்கு வகிக்கின்றன.

(i) மத்திய கோட்டிலிருந்து முனைவுகளை நோக்கிச் செல்ல வெப்பநிலை வீழ்ச்சியடைகின்றது. இத்தகைய வெப்பநிலை வீழ்ச்சிக்கு மத்திய கோட்டிலிருந்து முனைவை நோக்கிய வருடாந்தப் பெற்றவெயிலின் வீழ்ச்சியே காரணமாகும். சனவரியிலும், யூலையிலும் தென் கோளத்தின் முனைவுப் பகுதியில் வெப்பநிலைச் சாய்வு மிகத் தெளிவாகத் தெரிகின்றது. தென் முனைவுக்கு அருகில் அன்ராா்டிக்காவின் மீது தாழ்வெப்பநிலை மையத்தை நோக்கி வீழ்ச்சியடைந்து செல்லும் வட்டமான சம வெப்பக் கோடுகள் காணப்படுகின்றன. இந்நிலையம் யூலையில் மிகக் குளிராகக் காணப்படும்.

(ii) மாரிகாலத்தில் ஆக்டிக், உப ஆக்டிக் வலயங்களில் அமைந்திருக்கும் பாரிய நிலத்திணிவுகளினால் தாழ்வெப்பநிலை மையங்கள் விருத்தி செய்யப்படுகின்றன. சைபீரியாவிற் காணப்படும் குளிர்மையம் - 50°C வெப்பநிலையை அடைகின்றது.

(iii) மத்திய கோட்டுப் பகுதிகளிற் காணப்படும் வெப்பநிலைகள் சனவரியிலிருந்து யூலைக்குச் சிறிது மாற்றத்தை அடைகின்றது. இப்பகுதிகளில் வெப்பநிலை 25° C (78° F) க்கு அதிகமாக இருந்தாலும் 30° C (86° F) க்குக் குறைவாகவே இருக்கின்றது. மத்திய கோட்டில் காணப்படும் பெற்றவெயில் பருவகாலங்களுக்கேற்ப பெருமளவில் மாற்றமடையாததினால் வெப்பநிலைகளிற் சீரான நிலைமை காணப்படுகின்றது.

(iv) மத்திய அகலக் கோடுகளிலும், உப ஆக்டிக் வலயத்திலும் கண்டங்களின் மேலாகச் சமவெப்பக் கோடுகளில் பாரிய வடக்கு தெற்கு நகர்ச்சி சனவரியிலிருந்து யூலைக்கு இடம் பெறுகின்றது. மாரியிற் சம வெப்பக் கோடுகள் மத்திய கோட்டுப் பக்கமாகவும், கோடையில் முனைவை நோக்கி வளைவாகவும் காணப்படும்.

(v) உயர் நிலங்கள் அவற்றைச் சூழவுள்ள தாழ் நிலங்களைப் பார்க்கிலும் எப்பொழுதும் குளிர்ச்சியாகக் காணப்படும். மாரியில் -5° C (23° F), -10°C (13° F) சம வெப்பக்கோடுகள் மலைகளைச் சூழ்ந்தே இடம் பெற்றிருக்கும். கோடையில் 20° C (68° F), 25° C (78° F) சம வெப்பக் கோடுகள் அதே தாக்கத்தைக் கொண்டிருந்தாலும் வெப்பநிலை உயர்வாக இருக்கின்றது.

(vi) பனிக் காலநிலை காணப்படும் பகுதிகளும் மழைப்பனி காணப்படும் பகுதிகளும் எப்பொழுதும் செறிவான குளிரைக் கொண்டிருக்கும். கிறீன்லாந்தும், ஐஸ்லாந்தும் பாரிய பனிப்படலங்களைக் கொண்டிருக்கின்றன. இப்பகுதிகள் அதிக உயர்ச்சியையும், தடிப்பான பனிப்படலங்களையும் கொண்டிருக்கின்றன. பனிப்படல மேற்பரப்பு பெற்றவெயிலைத் தெறிக்கின்றதினால் சிறிதளவான சக்தியையே உறிஞ்சுகின்றது.

6. வளி வெப்பநிலையின் வருடாந்த வீச்சு

வருடாந்த வெப்பநிலை வீச்சின் பூகோளப் பாங்கினை நோக்கினால் அயனச் சமுத்திரங்களிற் சிறிய வீச்சும், வடகோளத்தின் கண்ட உட்பகுதிகளில் வீச்சு அதிகளவிலும் காணப்படுவதை அவதானிக்கலாம்.

(i) வருடாந்த வீச்சு அகலக் கோட்டுடன் குறிப்பாக வடகோளக் கண்டங்களின் மேலாக அதிகரிக்கின்றது. வட அமெரிக்கா, ஆசியாவில் இப்போக்குகள் தெளிவாகக் காணப்படுகின்றன. அகலக்கோட்டுடன் அதிகரிக்கும் மாரிக்கும் கோடைக்குமிடையிலான அதிகரித்த வேறுபாடுகளினால் இது ஏற்படுகின்றது.

(ii) வட அமெரிக்கா, ஆசியாவின் ஆக்டிக், உப ஆக்டிக் வலயங்களின் மேலாக அதிக வீச்சு இடம் பெறுகின்றது. வடகிழக்கு சைபீரியாவிலும், வடமேற்குக் கனடா - கிழக்கு அலாஸ்காவில் வருடாந்த வீச்சுப் பெரியதாக உள்ளது. இப்பிரதேசங்களிற் கோடைகாலப் பெற்றவெயில் மத்திய கோட்டில் இடம் பெறுகின்ற அளவுக்குச் சமமாக உள்ளதுடன் மாரியிற் குறைவாகவும் காணப்படுகின்றது.

(iii) வருடாந்த வீச்சு அயன வலயங்கள் மகர, கடகக் கோட்டு அயனப் பகுதிகளுக்கு அருகிலுள்ள நிலப் பகுதிகளில் அதிகம். வட ஆபிரிக்கா

(சகாரா), தென் ஆபிரிக்கா (கலகாரி), அவுஸ்திரேலியா, (உட்பகுதிப் பாலை நிலம்) ஆகிய பிரதேசங்கள் இதற்கு எடுத்துக் காட்டாக உள்ளன. வரண்ட காற்றும், ஈரப்பதன், முகில்களற்ற தன்மையும், மாரிகாலத்தில் இக்கண்டத்துக்குரிய அமைவிடங்களிற் கடுமையான குளிர்ச்சியை ஏற்படுத்துகின்றதுடன் கோடையிற் கடும் சூடாகவும் இருக்கின்றது.

(iv) சமுத்திரங்களின் மீதான வருடாந்த வீச்சு அதே அகலக் கோட்டுப் பகுதிகளிற் காணப்படும் நிலத்தின் மீதுள்ள வீச்சிலும் பார்க்கக் குறைவானது. அத்திலாந்திக்கின் மீது 5° 10° C (9° - 18° F) ஆகவும் வட அமெரிக்காவின் உட்பகுதியில் 30° C (54° F) ஆகவும் உள்ளது. பசிபிக்கில் வீச்சு 50° C (9° F) ஆகவும், யப்பானில் 15°C (27° F) ஆகவும் அதிகரிப்பதுடன் மத்திய ஆசியாவில் 35° C (63° F) ஆகவும் காணப்படுகின்றது. இத்தகைய பிரதான வேறுபாடுகள் நில, நீர்மேற்பரப்பு வேறுபாடுகளினால் உருவாகின்றன.

(v) அயன வலயத்தில் சமுத்திரங்களின் மேலாக வருடாந்த வெப்பநிலை வீச்சு மிகச் சிறியதாக உள்ளது. இது 3°C (5°F) ஆக இருக்கின்றது. மத்திய கோட்டுக்கருகில் பருவகாலங்களுக்கேற்ப பெற்றவெயில் சிறிது மாற்றத்தையே கொண்டிருக்கின்றது.

சம வெப்பக் கோடுகள் பொதுவாகக் கிழக்கு, மேற்குத் திசையிலேயே அமைந்திருக்கும். மத்திய கோட்டிலிருந்து முனைவுப் பிரதேசங்கள் வரை பெற்றவெயிலில் ஏற்படும் பொதுவான வீழ்ச்சியே இதற்குக் காரணமாகும். இத்தகைய கிழக்கு - மேற்குப் போக்குகளையும், சமவெப்பக் கோடுகளின் சம அளவான பரம்பலையும் குறிப்பாகத் தென்கோளத்தில் நன்கு அவதானிக்க முடியும். இப்பகுதி நிலப்பரப்பு மிகவும் சிறியவையாக இருப்பதே காரணமாகும். சனவரியில் சமவெப்பக் கோடு தென்பக்கம் திரும்பியும் சமுத்திரப் பகுதியில் வடக்காகவும் அமைந்திருக்கின்றது. யூலையில் சராசரி அமைவு வடக்கு நோக்கி உள்ளது. சமவெப்பக் கோடுகளை மாற்றியமைப்பதில் உள்ளூர் நீரோட்டங்களின் பங்கும் அதிகளவாகக் காணப்படுகின்றது. உதாரணமாக, வட அத்திலாந்திக் நீரோட்டமானது பிரித்தானிய தீவுகள், வேர்ஜீனியக் கரைகளை நோக்கி வடகிழக்குப் பக்கமாக நகர்ந்து செல்வதினால் மாரிகாலங்களில் வடக்கு நோக்கிய வளைவைச் சமவெப்பக் கோடுகளில் ஏற்படுத்துகின்றன. தென் அமெரிக்கா, ஆபிரிக்காவின் மேற்குக் கரைகளில் வடக்கு நோக்கி நகரும் குளிர் நீரோட்டங்கள் சமவெப்பக் கோடுகளை மத்திய கோட்டுப் பக்கமாக நகர்த்தி விடுகின்றன.

கோளத்தின் வெப்ப நிலையானது வருடத்துக்கு வருடம் மாற்றமடைந்து வருகின்றது. கடந்த சில தசாப்தங்களாகப் பூகோள வெப்பநிலை அதிகரித்து வருகின்றது. சில அறிஞர்களின் கருத்தின்படி பச்சைவீட்டுத் தாக்கத்துக்குக் காரணமாக இருக்கும் காபனீரொட்சைட் மற்றும் ஏனைய வாயுக்கள் இதற்குக்

காரணமாக விளங்குகின்றன. வேறுசிலர் ஞாயிற்றின் வெளியீட்டில் ஏற்படும் மாறுபாடுகளே காரணம் என்ற முடிவிற்கு வருகின்றனர். பச்சைவீட்டு வாயுக்கள் வெளிவிடப்படும் தற்போதைய வீதம் தொடருமாக இருந்தால் பூகோள வெப்பநிலையானது குறிப்பிடத்தக்களவு அதிகரிக்கும் எனக் கருதப்படுகின்றது.

7. வெப்பநிலை நேர்மாறல் (Temperature inversion)

உயர்வான நிலப்பகுதிகளில் வளி வெப்பநிலை பொதுவாகக் குளிர்ச்சியானதாகவும், பகல் - இரவுக்கிடையிலான பாரிய வீச்சுக் கொண்டதாகவும் காணப்படும். காற்றின் அடர்த்தி உயரத்துடன் வீழ்ச்சியடைந்து செல்லும். வளி வெப்பநிலையும் மேற்பரப்புக்கு மேலே உயரத்துடன் வீழ்ச்சியடைந்து காணப்படும். தெளிவான நிலைமைகளின் போது தரைமேற்பரப்பு நெட்டலைச் சக்தியை வானவெளிக்கு வீசுகின்றது. தேறிய கதிர்வீசல் எதிர்கணியமாக இருக்கும். மேற்பரப்பு குளிர்ச்சியாக இருக்கும். மேற்பரப்புக்கு அருகிற் காணப்படும் வளியும் குளிராக இருக்கும். அதனால் குளிரான மேற்பரப்பிலிருந்து மேலே செல்லும்போது வளியானது சூடானதாக மாறுகின்றது. தரையிலிருந்து மேலே செல்லும் போது 300 மீற்றரில் (1000 அடி) வெப்பநிலை சூடானதாக மாறுகின்றது. வெப்பநிலைக்கோடும் மறுபக்கமாகச் செல்கின்றதுடன் சாதாரண நழுவு வீதம் (normal lapse rate) இடம் பெறுகின்றது. நழுவு வீத வளை கோட்டின் கீழ்பகுதி தாழ்நிலை வெப்பநிலை நேர்மாறல் என அழைக்கப்படுகின்றது. இங்கு சாதாரண குளிர்ச்சிப் போக்கு நேர்மாறாக இடம் பெறுவதுடன் வெப்பநிலையும் உயரத்துக்கேற்ப அதிகரித்துச் செல்லுகின்றது. அதாவது வளி வெப்பநிலை உயரம் அதிகரித்துச் செல்வதற்கேற்ப வீழ்ச்சியடைந்தாலும், வளியின் கீழ் பகுதியிலுள்ள வானிலை நிலைமைகளைப் பொறுத்து வீழ்ச்சியடைவதற்குப் பதிலாக வெப்பநிலையானது நிலமேற்பரப்பு உயர வேறுபாட்டுக்கேற்ப அதிகரித்துச் செல்லும் நிலையே "வெப்பநிலை நேர்மாறல்" எனப்படும். இங்கு குளிர் காற்றுக்கு மேலாக வெப்பக் காற்றுக் காணப்படும்.

சில இடங்களில் இவ் வெப்பநிலை உறைநிலைக்குக் கீழும் இடம்பெறலாம். சில தாவரங்களுக்கு இவ்வெப்பநிலை நிலைமைகள் பாதிப்பாக அமையும். வளர்ச்சிப் பருவத்தில் இது ஏற்படும் போது அதனைக் "கொல்லும் உறைபனி" (killing frost) என அழைப்பர். கலிபோர்ணியா, புளோரிடாவில் பழ மரங்கள் அல்லது பயிர்கள் இத்தகைய கொல்லும் உறைபனியினால் சேதமாக்கப்படுவதைச் செய்திகள் தெரிவிக்கின்றன. இதனைத் தடுப்பதற்குப் பயிர் செய்வோர் பல முறைகளைப் பயன்படுத்துகின்றனர். எண்ணெயில் எரியும் வெப்பமாக்கிகளை (oil burning heaters) பயன்படுத்தி மேற்பரப்பு வளிப்படையைச் சூடாக்குவதுடன் வளிச் சுற்றோட்டத்தையும் தூண்டுகின்றனர். மேற்பரப்பிற் காணப்படும் குளிரான வளியை மேலே உள்ள சூடான வளியுடன் கலக்கச் செய்வதற்குப் பாரிய விசிறிகளையும் பயன்படுத்துகின்றனர்.

தாழ் மட்ட வெப்பநிலை நேர்மாறல் மாரியில் பனியினால் மூடப்பட்ட மேற்பரப்புக்களில் அடிக்கடி இடம் பெறுகின்றது. இவ்வகையான நேர்மாறல்கள் மிகச் செறிவானதாகவும் வளியினுள் 1000 மீற்றர் பரந்தும் காணப்படும். ஆக்டிக் மற்றும் முனைவுப் பகுதிகளில் பல நீண்ட இரவுகளுக்கு இவை காணப்படும். வெப்பமான காற்றுப்படை குளிரான காற்றுப்படைக்கு மேலாக இருக்கும் போதும் நேர்மாறல் ஏற்படும். பிரதான கண்டங்களின் மேற்குக் கரைகளின் நீளத்துக்கு இவ் வகையான நேர்மாறல் அடிக்கடி இடம்பெறும்.

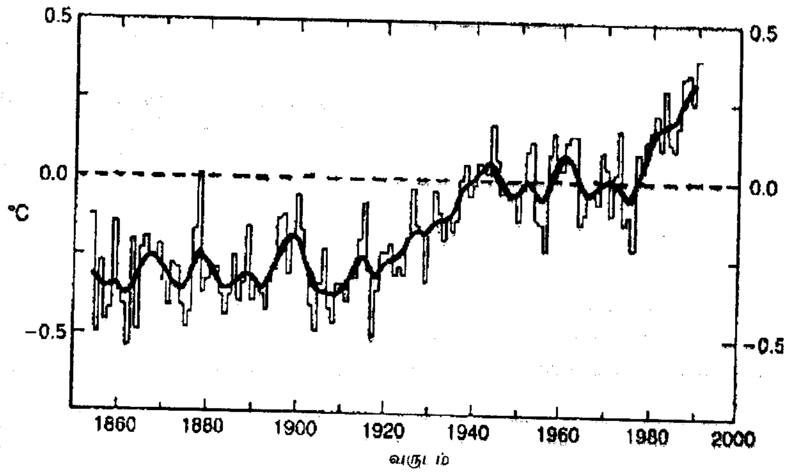
8. பூகோள வெப்பமடைதலும் எதிர்கால நிலைமைகளும்

மனித நடவடிக்கைகளின் காரணமாகப் பூகோள வெப்பநிலை அதிகரிப்பதாக விஞ்ஞானிகள் கருதுகின்றனர். மனித நடவடிக்கைகளினால் உருவாக்கப்படும் காபனீரொட்சைட் வெப்பமடைதலுக்கான பிரதான காரணம் எனப்படுகின்றது. இவ்வாயு சுவட்டு எரிபொருட்களின் எரிவினாற் பாரிய அளவில் வளிமண்டலத்துக்கு வெளிவிடப்படுகின்றது. பூமியிலிருந்து தெறிக்கப்படும் நெட்டலைக் கதிர்வீசல் பெருமளவில் காபனீரொட்சைட், நீராவியினால் வளிமண்டலத்தில் உறிஞ்சப்படுகின்றதினால் பச்சைவீட்டுத் தாக்கம் ஏற்படுகின்றது. மீண்டும் இவ்வெப்பம் வளிமண்டலத்திலிருந்து எதிர்க் கதிர்வீசலாகப் புவி மேற்பரப்பை வந்தடைவதினால் மேலதிகமாக வெப்பமடைகின்றது. வளியில் தற்போது காபனீரொட்சைட் தொடர்ச்சியாக அதிகரித்து வருகின்றது. மிகவும் சிறிய அளவிற் காணப்படும் மெதேன், நைதரசனீரொட்சைட்டு, ஓசோன், குளோரோ புளோரோ காபன் என்பனவும் காபனீரொட்சைட்டும் சேர்ந்து 'பச்சைவீட்டு வாயுக்கள்' (green house gases) என அழைக்கப்படுகின்றன. கடந்த நூற்றாண்டிலிருந்து வெப்பநிலை அதிகரித்து வந்துள்ளதுடன் சராசரி வருடாந்த மேற்பரப்பு வெப்பநிலையிற் பரந்தளவான தளம்பலையும் கொண்டிருக்கிறது. 1854 - 1990 வரைப்பட்ட காலத்தில் வருடாந்தப் பூகோளச் சராசரி வெப்பநிலையில் ஏற்பட்ட மாற்றங்கள் படத்திற் காட்டப்படுகின்றது. இவ் வரைபடம் நில மற்றும் சமுத்திர மேற்பரப்பு வெப்பநிலைத் தரவுகளை அடிப்படையாகக் கொண்டது. **(வரைபடம் 4.4)** இவ்வேறுபாடுகளை விளக்குவதற்குப் பல கோட்பாடுகள் முன் வைக்கப்பட்டுள்ளன.

(1) ஞாயிற்று வெளியீட்டில் ஏற்படும் மாறுபாடுகள் வெப்பநிலைகளின் வேறுபாட்டுக்குக் காரணமாக இருக்கின்றது எனச் ஞாயிற்று நடவடிக்கைகள் பற்றிய சில அளவீடுகள் கூறுகின்றன. இக்கோட்பாடு சரியானதாயின் தற்போதைய வெப்பம் பச்சைவீட்டு வாயுக்களின் திரட்சியினால் ஏற்பட்டதெனக் கூற முடியாது. பதிலாகச் சூரிய வட்டங்களே அவற்றுக்குப் பொறுப்பாக இருக்கும்.

(2) எரிமலைச் செயற்பாடுகள். எரிமலை வெடிப்பின் போது தூசுக்களும், வாயுக்களும் வெளியேற்றப்பட்டு அவை படை மண்டலத்தினுள் சென்று வரும் போது காற்றுக்கள் அவற்றை மிக விரைவாக முழுப்படைக்கும்

வரைபடம் 44: பூகோளத்தின் வருடாந்தச் சராசரி வெப்பநிலை மாற்றங்கள் 1854-1990



பரவச் செய்கின்றது. இவை அதிக சூரிய சக்தியைத் திரும்பவும் வானவெளிக்குச் சிதறச் செய்வதினால் மாறன் மண்டலத்தின் மீது இத்துணிக்கைகள் குளிர்த்தாக்கத்தைக் கொண்டிருக்கின்றன. உதாரணமாக 1991 ஏப்ரலில் பிலிப்பைன்சில் வெடித்த பினாத்துபோ எரிமலை 20 மில்லியன் தொன் சல்பூரிக் அமிலத் துணிக்கைகளைப் படைமண்டலத்தினுள் செலுத்தியது. இத் துணிக்கைகளின் படை புவிமேற்பரப்பை அடையும் சூரிய கதிர்வீசலை அவ்வருடத்தில் அல்லது வெடிப்பையடுத்த வருடத்தில் 2 - 3 சத வீதத்தால் குறைத்தது. பதிலாகப் பூகோள வெப்புநிலை 0.5 - 0.7°C (0.98° - 1.3° F) ஆல் வீழ்ச்சியடைந்தது. இதனால் ஏனைய காரணங்களினால் புவிமேற்பரப்பின் வெப்பநிலையை எரிமலை நடவடிக்கை தூண்டலாம்.

(3) வளி வெப்பநிலையின் நேரடியான அளவீடுகள் கடந்த நூற்றாண்டின் முதற் பகுதியிலும் நடுப்பகுதியிலும் விரிவடைந்திருக்கவில்லை. இதனால் மரவட்ட ஆய்வுகளைப் (Tree - ring analysis) பயன்படுத்துவதன் மூலம் இதற்கு முற்பட்ட காலத்துக்கும் பதிவுகளைப் பெற முடிகின்றது. மரம் வளர்ச்சியடையும் போது அதன் வளர்ச்சி காலநிலையின் பருவ வேறுபாடுகளுக்கு ஏற்ப வட்டமாக இருக்கும். வளர்ச்சி நிலைமைகள் நன்றாக இருந்தால் வளையம் பரந்ததாக இருக்கும். குன்றியதாக இருந்தால் வளையம் ஒடுக்கமானதாகக் காணப்படும். மரத்திற் காணப்படும் கோடுகளின் அகலம் வெப்பநிலையைக் காட்டும். வெப்பநிலை சூடாக இருந்தால் மரம் நன்றாக வளர்ந்திருக்கும். ஒவ்வொரு வருடமும் ஒரு வளையம் உருவாகுவதினால் ஒவ்வொரு வளையத்தின் காலத்தினையும் இலகுவாகத் தீர்மானிக்கலாம். இவ்வாறு பல நூற்றாண்டுகளுக்கான வெப்பநிலைப் பதிவுகள் பெறப்படுகின்றன.

1988 இல் சர்வதேச விஞ்ஞானிகள் குழுவொன்று அடுத்த நூற்றாண்டுக்கான பூகோள வெப்பமடைதல் வீதம் பற்றிய 3 எதிர்கால நிலைமைகளை வெளியிட்டது.

(i) தலா 10 வருடத்துக்கு 0.06° C (0.1° F) என்ற வீதத்தில் வெப்பமடைதல் அதிகரிக்கும். 2100 ஆம் ஆண்டளவில் இது 0.5° C (0.9° F) ஆக அதிகரிக்கும் என மரபுரீதியான மதிப்பீட்டுப் போக்குகள் எடுத்துக் காட்டுகின்றன.

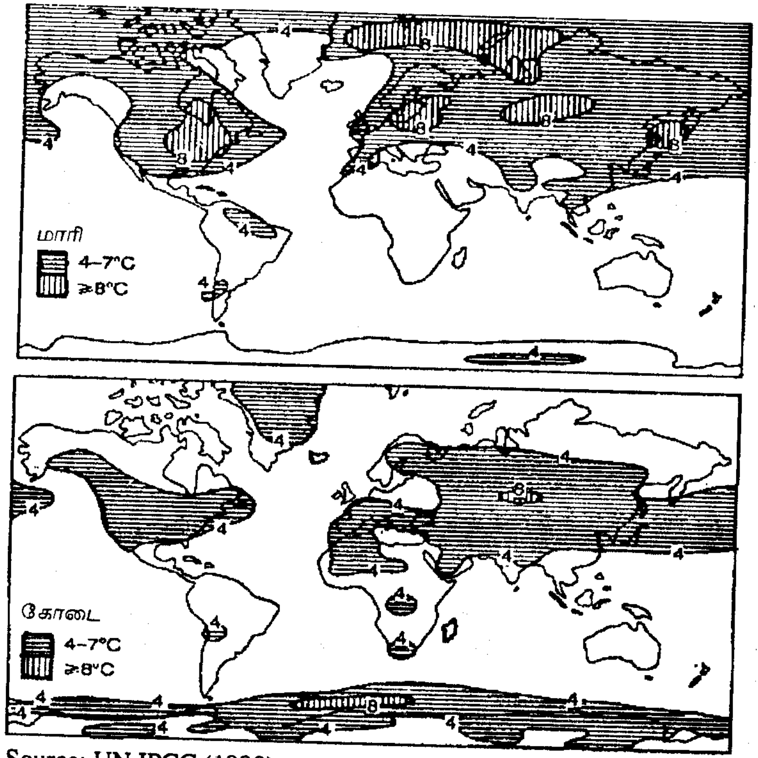
(ii) நடுத்தர எதிர்வு கூறலின் படி 10 வருடத்துக்கு 0.3° C (0.5° F) என்ற வீதத்தில் அதிகரித்து 2100 இல் 3°C (5.4° F) ஆக உயரும்.

(iii) மிகவும் தீவிரமான கணிப்பின் படி தலா 10 வருடத்துக்கு வெப்பமடைதல் வீதம் 0.8° C (1.4° F) ஆகக் காணப்பட்டு 2100 இல் 5° C (9° F) ஆக அதிகரிக்கும் எனக் கருதப்படுகின்றது. இவ்வீதத்தின் படி நோக்கினால் அது கடந்த ஆயிரம் வருடங்களில் காணப்பட்ட பதிவுகளைவிட 10 100 மடங்கு அதிகமாகக் காணப்படுவதைக் காணலாம்.

இவ்வாறு வெப்பநிலை உயர்வடைவதற்கு அதனுடன் இணைந்த வகையில் வேறுமாற்றங்களும் காரணமாக உள்ளன. பூகோள வானிலை ஒழுங்கின் போக்குகளில் மாற்றம் ஏற்படலாம். சில பிரதேசங்களில் சராசரிப் படிவு வீழ்ச்சியில் மாற்றங்கள் ஏற்பட்டு அதிகரிக்கலாம். சில பகுதிகளில் வீழ்ச்சியடையலாம். பாலைவனங்கள் விரிவடையலாம் அல்லது சுருங்கலாம், விவசாயத்துக்குச் சாதகமான நிலைமைகள் மாற்றமடையலாம். பனிக்கட்டிகளும், பனிப்படலங்களும் உருகுவதினால் கடல் மட்டங்கள் உயர்வடையலாம். தீவுகளும் கரையோர நகரங்களும் வெள்ளத்தினுள் மூழ்கலாம்.

இதற்கு மாறாகச், சில விஞ்ஞானிகளின் கூற்றின்படி அதிகரித்த காபனீரொட்சைட்டும், சூடான வெப்பநிலை மட்டங்களும் பனிப்படலங்களின் வளர்ச்சிக்கும், விரிவுக்கும் காரணமாக இருக்கலாம் எனத் தெரிவிக்கின்றது. உயர் அகலக் கோடுகளில் சூடான வெப்பநிலையின் காரணமாக வளிமண்டல ஈரப்பதன் அதிகரித்துப் பனிவீழ்ச்சி (snow fall) அதிகரிக்கும் போது இது நடைபெறக்கூடும். எனவே எந்த விளைவானாலும் பச்சைவீட்டு வாயுக்களைக் கட்டுப்பாட்டில் வைத்திருப்பது நன்று. வடகோளத்தில் மாரியிலும், கோடையிலும் வளிமண்டல காபனீரொட்சைட் இரண்டு மடங்காவதினால் மேற்பரப்பு வளி வெப்பநிலையில் எதிர்காலத்தில் எத்தகைய மாற்றங்கள் ஏற்படும் என்பது பற்றிய முன் மதிப்பீடு எடுத்துக் காட்டப்படுகின்றது. வெப்பம் அதிகரிக்கலாம் என எதிர்பார்க்கப்படும் பகுதிகள் அதற்குரிய பெறுமானங்களுடன் கோடுகளினாற் காட்டப்படுள்ளது. **(வரைபடம் 4.5)**

வரைபடம் 4.5: வளிமண்டலக் காபனீரொட்சைட் செறிவு இரு மடங்கு அதிகரிப்பதினால் மேற்பரப்பு வளி வெப்பநிலையில் ஏற்படக் கூடிய மாற்றங்கள்.



Source: UN IPCC (1990)

காபனீரொட்சைட் மற்றும் பச்சைவீட்டு வாயுக்களின் அதிகளவு உருவாக்கத்தினால் ஏற்படும் பிரச்சினைகளை உலகம் நன்கு அறியும். 1992 இல் றியோ டி ஜெனரோ புவி உச்சி மகாநாட்டில் ஏறக்குறைய 150 நாடுகள் "பச்சை வீட்டு வாயுக்களின் வெளியேற்றத்தைத்" தடுப்பதற்கான உடன்படிக்கையில் கைச்சாத்திட்டனர். உடன்படிக்கையின் நோக்கத்தின்படி வெளியேற்றம் 1990 இன் நிலைக்குக் குறைக்கப்பட்டு அந்நிலையிலேயே வைத்திருக்கப்பட வேண்டும். எரிபொருட்களின் திறன் வாய்ந்த பயன்பாட்டின் மூலம் பாரிய கைத்தொழில் நாடுகள் இந்நோக்கத்தினை அடைய முயற்சிக்க வேண்டும். குளோரோ புளோரோ காபன் உற்பத்தியினைத் தடுப்பதன் மூலம் பச்சைவீட்டு வாயுக்களில் ஏற்படும் வருடாந்த அதிகரிப்பை மேலும் குறைக்கலாம். காபனீரொட்சைட்டை வெளிவிடாத சக்தியை உற்பத்தி செய்கின்ற சூரிய, புவிவெப்பச் சக்தி மூலாதாரங்களில் பெரிதும் தங்கியிருத்தல் இவற்றுக்குச் சிறந்த தீர்வாக அமையும்.

5

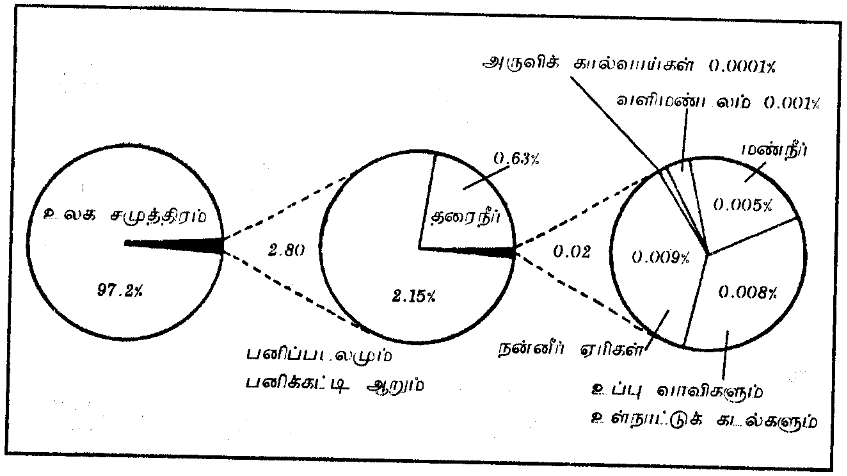
வளிமண்டல ஈரப்பதன்

1. அறிமுகம்

புவிமேற்பரப்பில் பெருமளவு காணப்படும் நீர் வளிமண்டலச் செயற்பாடுகள் ஒவ்வொன்றிலும் இணைந்துள்ளதுடன் உள்ளூரில் மட்டுமன்றிக், கண்டங்களின் காலநிலையை நிர்ணயிப்பதிலும் ஓர் அடிப்படைக் காரணியாக இருந்து வருகின்றது. புவி வளிமண்டல ஒழுங்குக்கிடையிற் காணப்படும் நீரின் மொத்த அளவு 1384 x 10^6 km^3 என மதிப்பிடப்பட்டுள்ளது. இதில் 97.2% சமுத்திரத்திலும், 0.6% தரை நீராகவும், 0.02% ஆறுகள், ஏரிகளிலும், 2.15% பனிக்கட்டி ஆறுகள், பனிப்போர்வைகளிலும், 0.001% வளிமண்டலத்திலும் பரந்து காணப்படுகின்றது. ***(வரைபடம் 5.1)*** *வளிமண்டலச் சேர்க்கையில் நீராவி ஒரு பிரதான மாறியாக உள்ளதுடன் அதன் பரம்பலானது கால, இடத்தன்மைகளுக்கு ஏற்ப வேறுபடும். நீராவி அயனப் பிரதேசத்தில் அதிகமாகவும், முனைவுப் பிரதேசங்களில் மிகக் குறைவாகவும் காணப்படுகின்றது.*

நீர் திண்மம் (பனி), திரவ (நீர்), வாயு (நீராவி) ஆகிய 3 நிலைகளில் காணப்படுகின்றது. திண்மத்திலிருந்து திரவத்துக்கும், திரவத்திலிருந்து வாயுவுக்கும் அல்லது திண்மத்திலிருந்து வாயுவுக்கும் மாற்றமடைவதற்குச் சக்தியின் உள்ளீடு அவசியமானது. ***(வரைபடம் 5.2)*** *இவை நிகழ்வதற்குச் சூழவுள்ள பகுதிகளிலிருந்து இழுக்கப்படும் சக்தியே மறைவெப்பம் (Latent heat) எனப்படும். இம்மாற்றம் மறுதலையாக (திரவத்திலிருந்து திண்மத்துக்கும், வாயுவிலிருந்து திரவத்துக்கும் அல்லது வாயுவிலிருந்து திண்மத்துக்கும்) வெளிவிடப்படும். இத்தகைய நிலைமாற்றத்தின் ஒவ்வொரு வகைக்கும் உருகுதல் (Melting), உறைதல் (Freezing), ஆவியாக்கம் (Evaporation), ஒடுங்குதல் (Condensation) என்னும் விசேட பெயர் வழங்கப்பட்டுள்ளன.*

வரைபடம் 5.1: புவியின் நீர்ப்பரம்பல்

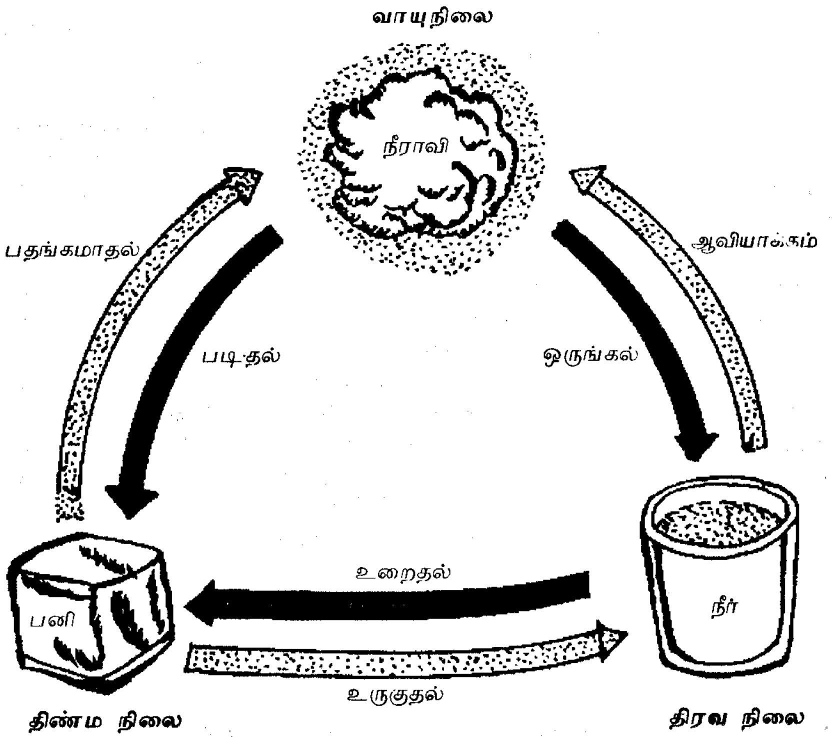


திண்மத்திலிருந்து ஆவி நிலைக்கு நேரடியாக ஏற்படும் நிலைமாற்றம் பதங்கமாதல் (Sublimation) எனப்படும். இங்கு பனி உருகமாட்டாது. ஆனால் வரண்ட காற்றினால் நீராவியாக நேரடியாகத் திணிவிற் குறைவு ஏற்பட்டு வருவதை அவதானிக்க முடியும். நீராவி பனி நிலைக்குப் பனித்துளியாக மாறும் போது நிகழும் நேரெதிரான செயன்முறையே படிதல் (Deposition) எனப்படும். குளிரான மாரி காலத்தின் இரவில் உருவாகும் உறைபனி (Frost) இதற்குச் சிறந்த உதாரணமாகும்.

வளிமண்டலத்திற் காணப்படும் நீராவியும் அதன் பௌதீக இயல்பும் காலநிலையைப் பொறுத்தவரையில் மிகவும் முக்கியமானது. நீரானது ஈரப்பதன், முகில்கள், மூடுபனி, படிவு வீழ்ச்சி வடிவில் வளியிற் காணப்படுகின்றது. நீர் 3 நிலைகளில் விசேடமாக, (1) பனிப்படலமாக மறைந்த வடிவில் திண்மமாகவும், (2) நீரைப் போல் திரவ நிலையிலும், (3) நீராவியாக வாயு நிலையிலும் அமைந்துள்ளது. வாயுவான நீராவி நிலையிலிருந்து ஒடுங்கல் ஏற்படும் பொழுது மூலக் கூறுகள் திரவநிலைக்கு மாறுகின்றன. வெப்பநிலை உறைநிலைக்குக் கீழ் காணப்படும் பொழுது நீராவி கட்புலனாகும் திண்ம நிலைக்குப் பனிப்பளிங்குகளாக (ice crystals) மாறுகின்றது. இந்நிலையே பதங்கமாதல் எனப்படும். இந் நிலைமாற்றம் ஏற்படுவதற்கு வளி உறைநிலைக்கு அல்லது பனிபடு நிலைக்கு அப்பாற் குளிரடைய வேண்டும்.

ஆவியாக்கத்தின் காரணமாக மூலக்கூறுகள் நீர்மேற்பரப்பினை விட்டகன்று நீராவியில் வாயு மூலக்கூறுகளாக மாறுகின்றன. இதே போன்று வெப்பம்

வரைபடம் 5.2: நீரின் மூன்று நிலைகள்



உறிஞ்சப்படுவதன் காரணமாகத் திண்ம நிலையிலுள்ள பனிப்படலங்கள் நீராவி நிலையை அடைகின்றன. இதனைப் பதங்கமாதல் என்பர். வெப்பத்தை வெளிவிடும் போது திரவ நிலையிலிருந்து நீர் உறைநிலையை அடைந்து திண்ம நிலைக்கு மாறுகின்றதுடன் திண்ம நிலையிலிருந்து திரவ நிலைக்கும் உருகுதல் மூலம் நிலைமற்றம் பெறுகின்றது. இத்தகைய பல்வேறு நிலைகளினூடாக ஏற்படும் மாற்றங்களுடன் இணைந்ததான சக்தியின் வெப்பப் பரிமாற்றமானது வானிலை விஞ்ஞானத்தில் மிக முக்கிய இடத்தினை வகிக்கின்றது.

நீர் ஆவியாகும் பொழுது ஏற்படும் கட்புலனாகும் வெப்பம் உணரக் கூடியதாக இருப்பதுடன் அதனை வெப்பமானியின் மூலமும் அளவிடமுடியும். இக் கட்புலனாகும் வெப்பம் நீராவியில் மறைநிலையிற் காணப்படும். இது "ஆவியாக்க மறை வெப்பம்" எனப்படும். ஆவியாக்கப்படும் ஒவ்வொரு கிராம்

நீரிலும் 600 கலோரிகள் மறைவெப்ப நிலைக்கு மாறுகின்றன. அதே போன்று ஒரு கிராம் நீருக்கு 80 கலோரிகள் அளவான வெப்ப சக்தி உறைநிலைச் செயற்பாட்டின் போது வெளிவிடப்படுகின்றன. இதே அளவு வெப்பம் உருகுதலின் போதும் உறிஞ்சப்படும்.

2. நீர்க் கோளம் (Hydrosphere)

புவிமேற்பரப்பின் மூன்றிலிரண்டு பகுதிக்கு மேற்பட்ட பகுதியைச் சமுத்திரங்கள் உள்ளடக்குகின்றன. வெப்பத்தினைச் சேமித்து வைத்திருக்கும் ஒரு பாரிய தேக்கமாகச் சமுத்திரங்கள் விளங்குவதுடன் நீரோட்டங்களின் மூலம் தாழ் அகலக் கோடுளிலிருந்து உயரகலக் கோடுகளுக்கு வெப்ப மீள் பரம்பலையும் செய்கின்றது. நிலத்தின் மீது மழை, மழைப்பனி வடிவில் ஏற்படும் நீரின் வீழ்ச்சி கடலை நோக்கிக் கழுவுநீராகச் செல்கின்றதுடன் பாறைகளையும், மண்களையும், நிலவுருவங்களையும் உருவாக்குகின்றது. இத்தகைய பாய்ச்சலினால் போசணைப் பதார்த்தங்கள் (nutrients) இடத்துக்கிடம் நகர்வதாற் தாவரங்கள் மற்றும் மிருகங்களின் வாழ்க்கைப் பரம்பலிலும் செல்வாக்குச் செலுத்துகின்றது. வளியிலுள்ள நீரானது பாரிய வெப்பத்தினை இடத்துக்கிடம் நகர்த்துவதுடன் இவ்வெப்பமானது சூடான சமுத்திரங்களின் மேலாக இடம்பெறும் ஆவியாக்கத்தின் மேற்பரப்பு வெப்பத்தை உறிஞ்சுவதன் மூலம் பெற்றுக் கொள்கின்றதுடன் அம் மறைவெப்பத்தினைக் குளிர்ச்சியான பகுதியில் நிகழும் ஒடுங்குதல் அல்லது படிதலின் போது வெளிவிடுகின்றதையும் காணலாம். சமுத்திர நீரோட்டங்களில் இடம்பெறும் வெப்பப் பாய்ச்சலைப் போன்றே இதன் அசைவும் பொதுவாக முனைவுப் பக்கமாகக் காணப்படுகின்றது.

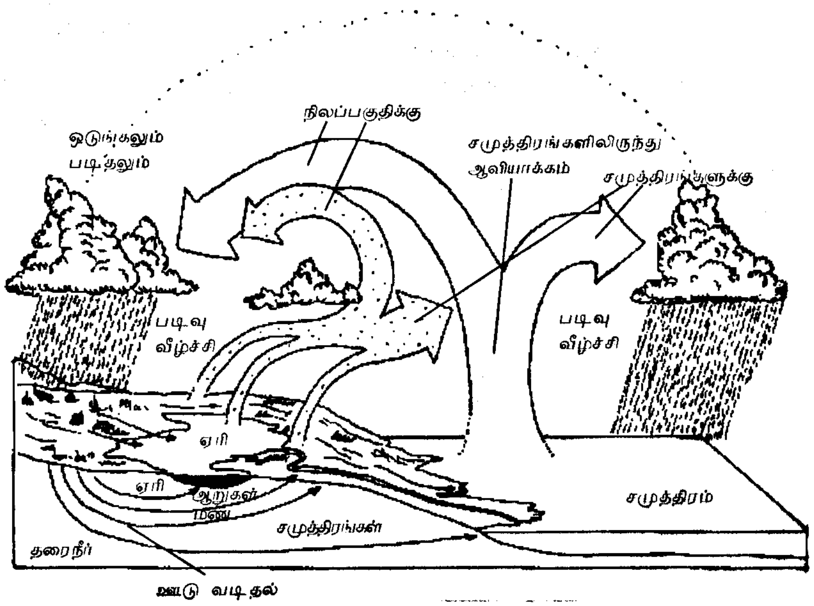
நீர்க்கோளம் புவி மேற்பரப்பிற் காணப்படும் எல்லா வடிவிலான நீரையும் உள்ளடக்குகின்றது. நீர்க்கோளம் 97.2% சமுத்திர உப்புநீரைக் கொண்டிருக்கின்றதுடன் மிகுதி 2.8% நன்னீராக உள்ளது. மண், பாறைகளில் உள்ள வெளிகளில் காணப்படும் நீர் உபமேற்பரப்பு நீர் (sub surface water) என அழைக்கப்படும். இதன் பெரும்பகுதி தரைநீராகத் (ground water) தாவர வேர்கள் அடைய முடியாத மட்டத்தில் மிக ஆழத்திற் தேங்கி நிற்கும். நீர்க்கோளத்தில் இத் தரை நீரின் அளவு 0.62 சத வீதமாகும். மிகுதியாகக் காணப்படும் நீர் 0.03 சத வீதமே. இம் மிகச் சிறிய விகிதாசாரமான நீரின் அளவே தாவரங்கள், விலங்குகள் மற்றும் மனித பயன்பாட்டுக்கு மிக முக்கியமானது.

மண்நீர் (soil water) என்பது தாவரங்களின் வேர்கள் காணப்படும் பகுதிகளிற் காணப்படுவதனைக் குறிப்பதுடன் பூகோளத்தின் மொத்தத்தில் 0.005 சத வீதமாக உள்ளது. அருவிகள், ஏரிகள், சதுப்புக்கள், சேற்று நிலங்கள் ஆகிய பகுதிகளில் தேங்கி நிற்கும் நீர், மேற்பரப்பு நீர் (surface water) என அழைக்கப்படும். வளிமண்டலத்தில் ஆவியாகவும், முகில் நீர்த்துளிகளாகவும் காணப்படும் நீர் நீர்க்கோளத்தில் மிகச் சிறிய பங்கினை வகிப்பதுடன் 0.001 சத வீதமாக உள்ளது.

3. நீரியல் வட்டம் (Hydrologic cycle)

பூகோளத்தின் பாரிய தேக்கங்களில் இருந்து ஏற்படும் நீரின் அசைவையே நீரியல் வட்டம் கொண்டிருக்கின்றது. திண்ம, திரவ, வாயு நிலைகளில் புவியின் நீரின் அசைகின்ற, பரிமாற்றத்துக்குட்படுகின்ற, தேங்கி நிற்கின்ற செயன்முறைகளைக் கொண்ட முற்றுமுழுதான ஒரு திட்டமே நீரியல் வட்டமாகும். **(வரைபடம் 5.3)** நில மேற்பரப்பு அல்லது நீரில் இருந்து ஏற்படும் ஆவியாக்கத்திலிருந்து இவ் வட்டம் ஆரம்பிக்கின்றதுடன் நீரானது திரவநிலையிலிருந்து ஆவியாக மாற்றமடைந்து வளிமண்டலத்துக்குச் செல்கின்றது. நிலப்பகுதிகளிலும் பார்க்க ஆறுமடங்கு அதிகமான ஆவியாக்கம் சமுத்திரங்களின் மேலாக இடம் பெறுகின்றது. சமுத்திரங்கள் கோளத்தின் பெரும் பகுதியை உள்ளடக்கியிருப்பதும், நிலமேற்பரப்புக்கள் எப்பொழுதும் ஈரலிப்பாக இல்லாத நிலையுமே இதற்குக் காரணமாகும். வளிமண்டலத்தில் நீராவி ஒடுங்கும் போது அல்லது படிவுவீழ்ச்சி வடிவினதாகப் படியும் போது புவியை நோக்கி மழை அல்லது மழைப்பனியாக வீழ்ச்சியடைகின்றது. நிலத்தின் மீதான படிவு

வரைபடம் 5.3: நீரியல் வட்டம்



வீழ்ச்சியைப் பார்க்கிலும் நான்கு மடங்கு அதிகமான படிவுவீழ்ச்சி சமுத்திரங்களின் மேலாக நிகழ்கின்றது.

படிவு வீழ்ச்சி நிலமேற்பரப்பை அடையும் போது 3 வகையான மாற்றங்களைப் பெறுகின்றது.

(1) ஆவியாக்கத்துக்குட்பட்டு நீராவியாக வளிமண்டலத்துக்கு மீண்டும் செல்லக் கூடும்.

(2) மண்ணினுட் சென்று மிக ஆழத்தில் பாறைப் படைகளின் மேற்படையை அடையக் கூடும்.

(3) நிலத்தின் மீது கழுவுநீராகச் சென்று அருவிகளையும் ஆறுகளையும் அடைந்து, இறுதியில் சமுத்திரங்களை நோக்கிச் செல்லக் கூடும். இந் நீர்ப்பாய்ச்சல் கழுவுநீரோட்டம் (run-off) எனப்படும்.

வளிமண்டலத்திற் காணப்படும் சராசரி நீரின் கொள்ளளவானது உலகம் முழுவதற்கும் 2.5 செ.மீ. படிவுவீழ்ச்சியை அல்லது சராசரியாகப் பத்து நாட்களுக்கான மழைவீழ்ச்சியைக் கொடுக்கவே போதுமானது. எனவே நிலம், சமுத்திரம், வளிமண்டலத்துக்கிடையே தொடர்ச்சியாக நீரின் மீள் சுற்றுகை இடம் பெற்றால்தான் இம் மழைவீழ்ச்சி தொடர்ந்து கிடைக்கும். இதனையே நீரியல் வட்டச் செயன்முறை விளக்கி நிற்கின்றது. நீர் நிலைகளிலிருந்து ஏற்படும் ஆவியாக்கமும், தாவரப் போர்வைகளிலிருந்து ஏற்படும் ஆவியுயிர்ப்பும் சேர்ந்து (இரண்டும் ஆவியாக்க-ஆவியுயிர்ப்பு என அழைக்கப்படும்) தொடர்ச்சியாக வளிமண்டலத்துக்கு நீரை வழங்குகின்றன. இவற்றுள் ஒரு பகுதி ஒடுங்குதலுக்குட்பட்டுப் பல்வேறு வகையான, அளவுகள், உயரங்களைக் கொண்ட முகில்களை உருவாக்குகின்றன. படிவு வீழ்ச்சியையும் ஏற்படுத்துகின்றன. எல்லா முகில்களும் படிவு வீழ்ச்சியைத் தருவதில்லை, அத்துடன் ஆவியாக்கம் இடம்பெற்ற அதே இடத்திற் தான் படிவுவீழ்ச்சியும் நிகழும் எனவும் கூறமுடியாது. ஏனெனில் காற்றில் நீராவி கிடையாகக் கொண்டு செல்லப்படுவதினால் அவ்வாறு நடைபெறுவதில்லை. படிவு வீழ்ச்சியின் ஒரு பகுதி வளிமண்டலத்தினூடாக வீழ்ச்சியடையும் போதே ஆவியாகி விடுகின்றது. மிகுதி நிலமேற்பரப்பை அடைந்து ஊடு பரவி நீர்ப்பீடத்தை (water table) அடைகின்றது. மண்ணிற் காணப்படும் நீரின் நிரம்பிய நிலையே (saturation level) நீர்ப்பீடம் எனப்படும். மண் ஈரப்பதனின் சில பகுதிகள் தாவரத்தின் வேர்த் தொகுதிகளினால் எடுத்துக் கொள்ளப்படுவதுடன் ஆவியுயிர்ப்புக்கும் உட்படுகின்றன. மண்ணில் நீரின் இடையோட்டம் அருவிகள், ஏரிகளை நோக்கி ஏற்படுகின்றது. இவ்வாறு நீரியல் தொடர்பான செயன்முறைகள் ஒரு வட்ட ஒழுங்கில் இடம் பெறுகின்றது.

படிவு வீழ்ச்சி மூலம் பெறப்படும் ஈரத்தன்மை கழுவு நீரோட்டத்தினாலும், மண்நீரின் தேக்கத்தில் ஏற்படும் மாற்றம் மற்றும் ஆவியாக்க ஆவியுயிர்ப்பினாலும் இழக்கப்படுவதினால் ஒரு குறிப்பிட்ட காலத்தில் அது சமநிலையை அடைகின்றது.

நீண்ட காலத்திற் பூகோள ரீதியாக அது பெறும் மொத்தப் படிவுவீழ்ச்சிக்கும், மொத்த ஆவியாக்கத்துக்குமிடையிற் சமநிலை காணப்படுகின்றது. நீரியல் வட்டம் ஓர் எளிமையான கருத்தியலாகும். அதன் முழுச் செயற்பாட்டினையும் விளங்கிக் கொள்வதிற் குறிப்பாக வட்டவடிவில் ஒருங்கிணைப்பதிற் சில பிரச்சினைகள் காணப்படுகின்றன. குறிப்பாக உள்ளூர்ச் சூழலின் தனித்துவமான சில அம்சங்களினால் இச் செயற்பாடுகளில் எங்கே பாதிப்பு ஏற்படுகின்றன என்பதும், உலகின் பல்வேறு பகுதிகளில் உள்ளூர் ஆவியாக்கம் மற்றும் கழுவுநீரோட்ட வீதங்களில் காட்டுப்போர்வைகளின் தாக்கம் எவ்வாறு காணப்படுகின்றதென்பதும் இங்கு முக்கிய பிரச்சினைகளாக உள்ளன. அத்துடன் நீரியல் வட்டத்துடன் தொடர்பான சில வளிமண்டலவியற் செயற்பாடுகளை அளவிடுதலும், மதிப்பிடுதலும் கடினமானது. உலகம் பூராகவும் ஏற்றுக் கொள்ளப்படத்தக்க பொதுவான முறைகள் ஆவியாக்கத்தை அளவிடுதலிலும், மதிப்பிடுவதிலும் கையாளப்படவில்லை. சமுத்திரப் பகுதிகள், காட்டுப் பகுதிகள், உயர் நிலப்பகுதிகள், முனைவுப் பிரதேசங்கள் போன்றவற்றிற் படிவுவீழ்ச்சியை அளவீடு செய்வதிற் பல பிரச்சினைகள் உள்ளன.

4. புவியின் நீர்ச்சமநிலை

பூகோளத்தின் நீர்ச் சமநிலை சமுத்திரம், வளிமண்டலம், நிலப் பகுதிகளுக்கிடையில் நீரின் பாய்ச்சலை விபரிக்கின்றது. சமுத்திரத்தில் (1) ஆவியாக்கம் (வெளி) (2) படிவுவீழ்ச்சி (உள்), (3) கழுவுநீரோட்டம் (உள்) ஆகிய 3 பாய்ச்சல்கள் இடம்பெறுகின்றன. படிவுவீழ்ச்சி, கழுவுநீரோட்டம் மூலம் நீர் சமுத்திரத்தை அடைகின்றதுடன் ஆவியாக்கம் மூலம் வெளியேற்றமும் நிகழ்கின்றது. எனவே சமுத்திரத்திற் பின்வருமாறு சமநிலை காணப்படுகின்றது. இங்கு பெறுமதிகள் கியூபிக் கி.மீற்றரில் உள்ளன.

படிவு வீழ்ச்சி	+ கழுவு நீர்	=	ஆவியாக்கம்
380,000	+ 40,000	=	420,000

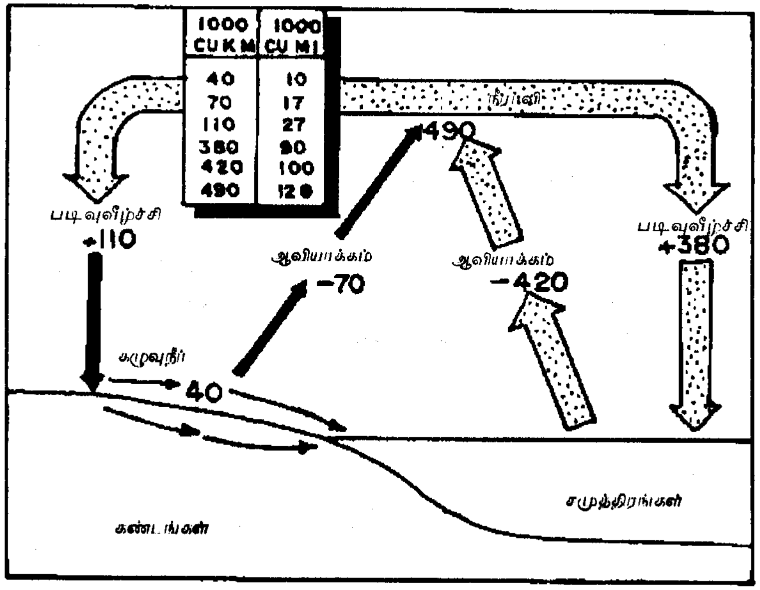
இதே போன்று கண்டங்களிலும் 3 பாய்ச்சல்கள் காணப்படுகின்றன. அதன் சமநிலை பின்வருமாறு:

படிவு வீழ்ச்சி	=	ஆவியாக்கம்	+	கழுவு நீர்
110,000	=	70,000	+	40,000

ஆகவே சமுத்திரங்கள், நிலப்பகுதியைக் கவனத்திற் கொண்டு, புவி மேற்பரப்பிலிருந்து வளிமண்டலத்துக்குச் செல்லும் நீரின் பாய்ச்சலை மட்டும் எடுத்துக் காட்டுவதாயின் (கழுவுநீரைத் தவிர்த்து) அங்கு ஆவியாக்கம் படிவுவீழ்ச்சிக்குச் சமமாகக் காணப்படும். இதனைப் பின்வருமாறு எடுத்துக் காட்டலாம். **(வரைபடம் 5.4).** இப்படத்தில் உலக நிலப்பகுதிகளிலும், சமுத்திரங்களிலும் உள்வரும், வெளியேறும் சராசரி வருடாந்த நீர்ப்பாச்சல்கள் பற்றிய தரவுகள் தரப்பட்டுள்ளன.

மொத்த ஆவியாக்கம் (கியூபிக் கி.மீ)		மொத்தப் படிவுவீழ்ச்சி (கியூபிக் கி.மீ)	
நிலம்	70,000	நிலம்	110,000
சமுத்திரம்	420,000	சமுத்திரம்	380,000
மொத்தம்	**490,000**	**மொத்தம்**	**490,000**

வரைபடம் 5.4: பூகோளத்தின் நீர்ச் சமநிலை



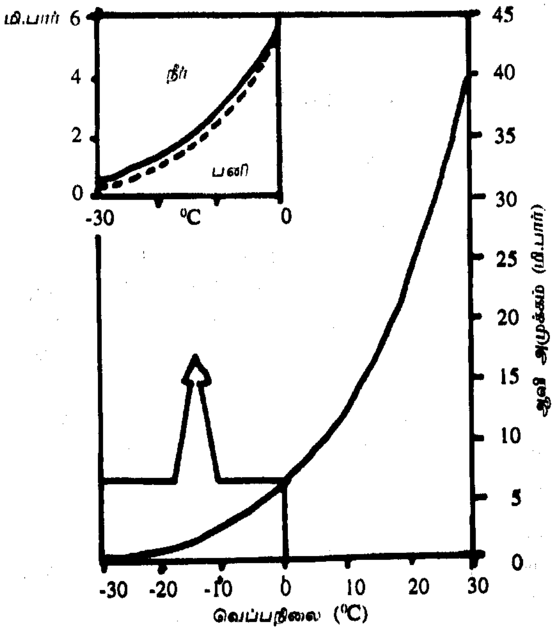
5. நீராவி (Water vapour)

வளிமண்டலத்தில் எப்பொழுதும் காணப்படும் ஒரு வாயுவே நீராவியாகும். வளி கொண்டிருக்கக் கூடிய நீராவியின் அளவு வேறுபட்டுக் காணப்படும். வளியிற் காணப்படும் நீராவியை அல்லது அதன் ஈரப்பதன் செறிவை அடிப்படையாகக் கொண்டே ஈரமான காற்றுத் திணிவுகள், வரண்ட காற்றுத் திணிவுகள் என அழைக்கப்படுகின்றது. ஏனைய வாயுக்களைப் போலவே நீராவியும் அதன் செறிவுக்கேற்ப அமுக்கத்தை உருவாக்கும். இது ஆவி அமுக்கம் எனப்படும். வளிமண்டலத்தின் மொத்த அமுக்கமானது (1) வரண்ட வளியினால் ஏற்படுத்தப்படும் அமுக்கம், (2) நீராவியினால் ஏற்படுத்தப்படும்

அமுக்கம் ஆகிய இரண்டும் சேர்ந்ததாகவே கருதப்படும். வரண்ட வளியானது மேற்பரப்புத் திரவநிலையிலுள்ள நீருடன் அல்லது பனிக்கட்டியுடன் தொடர்புபடும் போது வளியினுள் நீரின் ஆவியாக்கம் நிகழும். இதன் விளைவாக வளியினுட் சென்ற ஆவியாக்கத்துக்குட்பட்ட நீராவி ஆவி அமுக்கத்துக்குக் காரணமாக இருக்கும். ஆவியாக்கம் அதிகமாக நிகழின் நீராவி அமுக்கமும் அதிகரிக்கும்.

ஒரு குறிப்பிட்ட வெப்பநிலையில் இத்தகைய வழிகளில் வளி மண்டலத்துக்கு எடுத்துச் செல்லப்படும் நீராவியின் அளவுக்கும் ஒரு வரையறை உண்டு. இவ் வெப்பநிலையில் நீராவியின் அமுக்கம் அதன் உச்ச மதிப்பை அடையும் போது நிரம்பல் ஆவி அமுக்கம் (Saturation Vapour Pressure) எனப்படும். ஒரு குறிப்பிட்ட வெப்பநிலையில் நீராவி அமுக்கம், நிரம்பல் ஆவி அமுக்கத்துக்குக் குறைவாகக் காணப்படின் வளி நிரம்பிய நிலையிற் காணப்பட மாட்டாது. நீர் மேற்பரப்பில் வெப்பநிலை அதிகரிப்புக்கேற்ப நிரம்பல் ஆவி அமுக்கம் (SVP) எவ்வாறு இருக்கும் என்பதை வரைபடத்திற் காணலாம். **(வரைபடம் 5.5)** வெப்பநிலையின் அதிகரிப்புக்கேற்ப நிரம்பல் நீராவி அமுக்கமும் அதிகரிப்பதைக் காணமுடிகின்றது. சூடான வளி நிரம்பிய நிலையில் கொண்டிருக்கும் நீராவியை விடக் குளிரான வளி குறைவான நீராவியையே கொண்டிருக்கும்.

வரைபடம் 5.5: நீரின் மேற்பரப்பில் வெப்பநிலை தொடர்பாக நிரம்பல் ஆவி அமுக்கத்தின் மாறுபாடு



6. ஈரப்பதன் (Humidity)

வளியில் காணப்படும் நீராவியின் அளவு இடத்துக்கிடம், நேரத்துக்கு நேரம் வேறுபாட்டைக் கொண்டிருக்கும். ஈரப்பதன் என்பதன் பொதுவான பதம் "வளியிற் காணப்படும் நீராவியின் அளவு" என்பதையே குறிக்கின்றது. வளியில் அதிகூடிய அளவான ஈரப்பதன் எந்நேரத்திலும் காணப்படலாம். ஆனால் அது வெப்பநிலையிலேயே பெரிதும் தங்கியிருக்கின்றது. வளிமண்டலத்தின் ஈரப்பதன் உள்ளடக்கத்தை 5 முக்கிய முறைகளில் எடுத்துக் காட்டலாம்.

1. தனியீரப்பதன் (Absolute humidity)

ஒரு கனவளவு வளியிற் (volume of air) காணப்படும் மொத்த நீராவியின் திணிவே தனியீரப்பதனாகும். வழக்கமாக இது ஒரு கியூபிக் மீற்றருக்கு எத்தனை கிராம்ஸ் எனக் கணிப்பிடப்படும்.

2. ஈரப்பதன் கலப்பு விகிதம் (Humidity mixing ratio)

ஒரு கிலோ கிராம்ஸ் வரண்ட வளியிற் செறிந்துள்ள நீராவியின் திணிவை வரையறுத்து விகிதத்தில் எடுத்துக் காட்டலாம். ஒரு கிலோ கிராம் வரண்ட வளி வழக்கமாக ஒரு கியூபிக் மீற்றரைக் கொண்டிருக்கும். வெப்ப அகலக் கோடுகளில் ஈரப்பதன் சேர்வு விகிதத்தின் வழக்கமான மதிப்பு ஒரு கிலோ கிராமுக்கு 5 50 கிராம்ஸ் ஆகக் காணப்படும்.

3. சாரீரப் பதன் (Relative humidity)

ஒரு வளியிற் காணப்படும் நீராவியின் அளவினை அதே வெப்பநிலையில் அவ்வளியின் நிரம்பிய நிலையின் விகிதமாக எடுத்துக் காட்டுவதே சாரீரப் பதனாகும். அதாவது ஒரு வளி கொண்டிருக்கும் நீராவி அவ்வளி உள்ளடக்கக் கூடிய ஆகக் கூடிய அளவின் சத வீதமாக அளவீடு செய்யப்படும். ஒரு வளி அரைவாசிக்கு மட்டுமே ஈரத்தன்மையைக் கொள்ளக் கூடியதாக இருப்பின் அவ்வளியின் சாரீரப்பதன் 50 சத வீதமாகவே இருக்கும். ஈரப்பதன் 100 சத வீதமாக இருக்கும் போது வளியானது நிரம்பிய நிலையிற் காணப்படும்.

சாரீரப்பதனின் விகிதமானது சத வீதமாகவோ அல்லது ஆவி அமுக்கத்திலோ கணிப்பிட முடியும். சாரீரப்பதன் பின்வருமாறு அமையும்.

$$\frac{\text{வளியின் ஆவி அமுக்கம்}}{\text{அவ்வெப்பநிலையில் நீருடன் தொடர்பான வளியின் நிரம்பல் ஆவி அமுக்கம் (SVP)}} \times 100\%$$

இச் சாரீரப்பதனிலேயே மனிதனின் வாழ்க்கை வசதி பெரிதும் தங்கியுள்ளது. இச் சாரீரப்பதன் மதிப்பு 80 சத வீதத்துக்கு மேற்பட்டால் வளி புழுக்கமாக அல்லது ஈரத்தன்மையுடையதாக (damp or clammy) இருக்கும். முகில்கள், மூடுபனி காணப்படும் வேளையில் சாரீரப்பதன் மதிப்பு 100 சத வீதமாகவும் பாலைவனங்களுக்கு மேலாகப் 10 சத வீதமாகவும் காணப்படும்.

வளிமண்டலச் சாரீரப்பதனில் இரு வழிகளில் ஒன்றின்மூலம் மாற்றங்கள் ஏற்படலாம்.

(i) **ஆவியாக்கம்:** ஈரமான மண் அல்லது திறந்த நீர் மேற்பரப்புக் காணப்படும் போது மேலதிக நீராவி வளியினுட் செல்லலாம். நீராவி மூலக் கூறுகள் மேற்பரப்பிலிருந்து மேல் நோக்கி மேலே உள்ள வளியின் படையினுட் பரவிச் செல்ல வேண்டியிருப்பதினால் இச் செயன்முறை மெதுவாகவே நிகழும்.

(ii) **வெப்பநிலை மாற்றம்:** நீராவி இல்லாமலேயே குறைந்து செல்லும் வெப்பநிலையின் விளைவாற் சாரீரப்பதன் உயர்ச்சியடையும். நீராவியைக் கொண்டிருக்கக் கூடிய நீரின் இயலளவானது வெப்பநிலையிலேயே தங்கியுள்ளது. வளி குளிர்ச்சியடையும் போது நீராவியைக் கொண்டிருக்கக் கூடிய இயலளவு குறைந்து விடுகிறது. இதனால் இருக்கின்ற நீராவியின் அளவானது மொத்த இயலளவின் உயர் சத வீதமாகக் காணப்படும். வளி வெப்பநிலையில் ஏற்படும் அதிகரிப்பு சாரீரப்பதனில் வீழ்ச்சியை ஏற்படுத்தும். **(வரைபடம் 5.6).** இதனை ஓர் உதாரணத்தின் மூலம் விளக்கலாம்.

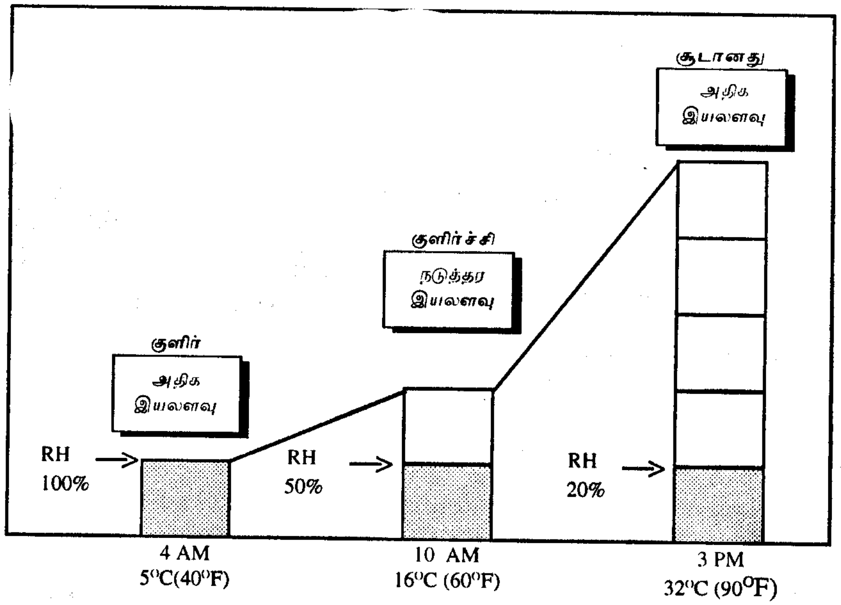
காலை 10.00 மணிக்கு வளி வெப்பநிலை	16°C அல்லது 60° F
அந் நேரத்திற் சாரீரப்பதன்	50%
பிற்பகல் 3.00 மணிக்கு வளி வெப்பநிலை	32°C அல்லது 90°F
சாரீரப்பதனின் அளவு	20%

சூரியனினால் வளி வெப்பப்படுத்தப்பட்டு மிகவும் வரண்ட வளியாக மாற்றமடைந்ததினாற் சாரீரப்பதன் 20 சத வீதமாக வீழ்ச்சியடைந்தது. வளியில் அதே அளவான நீராவி காணப்பட்டாலும் அந்நீராவியை வைத்திருக்கக் கூடிய வளியின் இயலளவு பெரிதும் அதிகரித்துள்ளது. இரவிற் காற்று குளிர்ச்சியடையும் போது அதிகாலை 4.00 மணிக்கு வெப்பநிலை 5°C (40°F) ஆக வீழ்ச்சியடைகின்றது. இவ்வேளையில் அதேயளவு சாரீரப்பதன் 100 சத வீதத்துக்கு உயர்வடைவதுடன் வளி நிரம்பிய நிலையையும் அடைகின்றது.

4. பனிபடு வெப்பநிலை (Dew-point temperature)

வளியில் நீராவியின் செறிவை இன்னுமொரு வழியிற் பனிபடு வெப்பநிலையின் மூலம் விபரிக்கலாம். நிலையான அமுக்கத்தில் வளியானது மெதுவாகக்

வரைபடம் 5.6: வளியின் வெப்பநிலை வேறுபாட்டினால் சாரீரப்பதனில் ஏற்படும் மாற்றங்கள்



குளிரூட்டப்பட்டால் அது படிப்படியாக நிரம்பிய நிலையை அடைவதுடன் சாரீரப்பதன் 100 சத வீதமாகக் காணப்படும். இவ் வெப்பநிலையில் வளி அதிகூடிய அளவு கொள்ளக் கூடிய நீராவி அளவைக் கொண்டிருக்கும். இந்நிரம்பிய நிலை வளியின் ஆவி அமுக்கத்தினாலேயே பெரிதும் நிர்ணயிக்கப்படுகின்றது. எனவே பனிபடு வெப்பநிலை என்பது அவ்வெப்பநிலையில் வளியின் ஆவி அமுக்கம் நீருடன் தொடர்பான வளியின் நிரம்பல் ஆவி அமுக்கத்துக்குச் சமனாக இருக்கும். வளி வெப்பநிலை பனிபடு வெப்பநிலைக்கு மேற் காணப்பட்டால் வளி நிரம்பிய நிலையிற் காணப்பட மாட்டாது. இவ்விரு வெப்பநிலைகளுக்கிடையிலான இடைவெளி குறைந்து வரும் பொழுது வளியும் நிரம்பிய நிலையை நோக்கி நகரும். நடைமுறையிற் பனிபடு வெப்பநிலை ஒரு கிலோ மீற்றருக்கு 1.7°C என்ற வீதத்தில் வீழ்ச்சியடைந்து செல்லும். பனிபடு வெப்பநிலை 0° க்குக் கீழாகக் காணப்பட்டால் உறைபனி - படு வெப்பநிலை (Frost - point temperature) எனப்படும்.

5. ஈரக் குமிழ் வெப்பநிலை (Wet - bulb temperature)

நிலையான அமுக்கத்தில் ஆவியாகும் நீரினை உட்செலுத்துவதன் மூலம் ஒரு வளி குளிர்ச்சியடையக் கூடிய தாழ் வெப்பநிலையே ஈரக் குமிழ் வெப்பநிலை எனப்படும். வளி நிரம்பிய நிலையிற் காணப்பட்டால் இது இடம் பெறமாட்டாது. அங்கு குளிர்ச்சியும் காணப்படாது. இந்நிலையில் நிரம்பிய வளியின் ஈரக் குமிழ் வெப்பநிலை பனிபடுநிலை மற்றும் வளி வெப்பநிலைக்கு ஒத்ததாக இருக்கும். வளி நிரம்பிய நிலையை அடையாது இருந்தால் ஆவியாக்கம் குளிர்ச்சியைத் தூண்டுவதுடன் வளி வெப்பநிலையிலும் பார்க்க ஈரக்குமிழ் வெப்பநிலை குறைவாகக் காணப்படும்.

7. வளிமண்டல ஈரப்பதனை அளவிடுதல்

வளிமண்டல ஈரப்பதனை அளவிடுவதற்கு இரு பிரதான கருவிகள் வளிமண்டலவியலிற் பயன்படுத்தப்படுகின்றது. அவையாவன:

(1) ஈரமானி (Hygrometer)

ஈரப்பதனை அளவிடுவதற்கான சாதாரண கருவியாக ஈரமானி கருதப்படுகின்றது. மனிதனின் மயிர் அல்லது விசேட நூலிழைகள் (fibers) சாரீரப்பதனில் ஏற்படும் மாற்றங்களுக்கேற்ப பருமனிலும் அல்லது நீளத்திலும் விரிவையோ அல்லது சுருங்குதலையோ ஏற்படுத்தக் கூடியவை. சாரீரப்பதன் 0 - 100 வீதத்துக்கிடையில் இருக்கும் போது மனிதனின் மயிர் நீளமானது 2.5 வீதம் மாற்றமடையும். மயிரின் நீளத்தில் ஏற்படும் விரிதல் அல்லது சுருங்குதலைக் கருவியின் மூலம் கணிப்பிட்டுச் சாரீரப்பதன் அளவிடப்படுகின்றது.

(2) ஈரப்பதமானி (Psychrometer)

சாரீரப்பதனை அளவிடும் நுணுக்கமான முறையை ஆவியாக்கற் தத்துவத்தினைப் பயன்படுத்தி அமைத்துக் கொள்ளலாம். இரு வெப்பமானிகள் ஒன்றாக, அருகருகே ஒரு கருவியிற் பொருத்தப்பட்டிருக்கும். இக்கருவியே ஈரப்பதமானி எனப்படும். ஈரக்குமிழ் வெப்பமானியின் குமிழ் மஸ்லினால் மூடப்பட்டு ஈரமாகக் காணப்படும். இது ஈரக்குமிழ் வெப்பமானி எனப்படும். அடுத்தது வரண்ட குமிழ் வெப்பமானி - வரண்டதாகவே காணப்படும். வளி நிரம்பிய நிலையை அடையாது இருக்கும் போது நீர் மஸ்லினிலிருந்து ஆவியாகும். இது ஈரக் குமிழைக் குளிர்ச்சியடையச் செய்வதுடன் மேக்குறியில் வித்தியாசத்தை ஏற்படுத்தும். ஆனால் வரண்ட குமிழ் வெப்பமானி பாதிக்கப்பட மாட்டாது.

வளி நிரம்பிய நிலையிற் காணப்பட்டால் ஆவியாக்கம் இடம் பெறமாட்டாது. இந் நிலையிற் குளிர்ச்சி இடம் பெறாததினால் இரு வெப்பமானிகளின்

வெப்பநிலையும் ஒரே அளவாக இருக்கும். காற்று மிகவும் வரட்சியாகக் காணப்பட்டால் ஆவியாக்கம் கடுமையாக இருக்கும். குளிர்ச்சித் தாக்கமும் பெரிதாகக் காணப்படும். எனவே ஈரக் குமிழ் வெப்பமானி வரண்ட குமிழ் வெப்பமானியை விட அதிகமான குளிர் வெப்பநிலையைக் காட்டும். சாரீரப்பதனை நிர்ணயிப்பதற்கு விசேட திட்ட வழுக்கி அளவுமுறை (sliding scale) பயன்படுத்தப்படுகின்றது. ஈரக் குமிழ் மற்றும் வரண்ட குமிழ் வெப்பநிலைகள் அளவுத்திட்டத்திற் பார்க்கப்பட்டு நேரடியாகவே சாரீரப்பதன் வாசித்தறியப்படுகின்றது. இவை ஈரமானி அட்டவணைகள் அல்லது திட்ட வீத விதி எனவும் அழைக்கப்படுகின்றன.

8. தன்னீரப் பதன் (Specific humidity)

வளி கொண்டிருக்கும் நீராவியின் உண்மையான அளவே தன்னீரப்பதன் எனப்படும். குறிப்பிட்ட ஒரு வளித்திணிவிற் காணப்படும் நீராவியின் திணிவாகவே இவ் அளவு குறிப்பிடப்படும். ஒரு கிலோகிராம் வளிக்கு(gm/kg) எவ்வளவு கிராம்ஸ் நீராவி என்றே கணித்தறியப்படும். இதனை உதாரணம் மூலம் எடுத்துக் காட்டலாம். 20°C (68°F) வெப்பநிலையில் ஒரு வளி கொள்ளக் கூடிய அதிகூடிய நீராவியின் அளவு அதாவது அதிகூடிய தன்னீரப்பதன் 15 gm/kg ஆகும். 30°C (86°F) வெப்ப நிலையில் இது ஏறக்குறைய 26 gm/kg ஆக இருக்கின்றது. இங்கு குளிரான வளி காணப்படும் பொழுது இப் பெறுமதி மிகக் குறைவாகக் காணப்படுகின்றதை அவதானிக்கலாம்.

தன்னீரப்பதன் பாரிய வளித்திணிவுகளின் ஈரத்தன்மைகளை விபரிப்பதற்கே பெரும்பாலும் பயன்படுத்தப்படுகின்றன. மாரி காலத்தில் ஆக்டிக் பிரதேசங்களுக்கு மேலாகக் காணப்படும் குளிரான, வரண்ட வளிகள் 0.2 gm/kg க்குக் குறைவான தன்னீரப்பதனைக் கொண்டிருக்கின்றன. இதற்கு மாறாக, மத்திய கோட்டுப் பிரதேசங்களில் மிகவும் சூடான, ஈரலிப்பான வளியிற் தன்னீரப்பதன் 18 க்கு அதிகமாக இருகின்றது. உலக ரீதியாகத் தன்னீரப்பதன் பெறுமதிகளில் வீச்சுக்கள் மிக அதிகமாகக் காணப்படுகின்றன.

இயற்கை வளமாகக் காணப்படும் நீரை அளவீடு செய்வதற்கான ஒரு அம்சமாகப் புவியியலாளர்களினாற் தன்னீரப்பதன் பயன்படுத்தப்படுகின்றது. அகலக் கோடுகளுக்கேற்ப இத் தன்னீரப்பதன் வேறுபடுவதுடன் மேற்பரப்பு சராசரி வளி வெப்பநிலையுடன் தொடர்புபடுத்தப்படுகின்றது. மத்திய கோட்டுப் பகுதிகளிற் தன்னீரப்பதன் அதிகமாகவும் இரு முனைவுகளை நோக்கிச் செல்ல குறைந்தும் விடுகின்றது. ஈரலிப்பான நிலப்பகுதிகள் அல்லது சமுத்திரங்களில் நீரை ஆவியாக்குவதற்கான அதிகளவான பெற்றவெயில் தாழ் அகலக் கோடுகளிற் காணப்படுகின்றன. எனவே உயரகலக் கோடுகளிலும் பார்க்கத் தாழ் அகலக் கோடுகளிற் தன்னீரப்பதன் மதிப்பீடுகள் அதிகமாக உள்ளன.

9. மறைவெப்பம் (Latent heat)

ஆவியாக்கம் அல்லது உருகுதல் அல்லது பதங்கமாதல் செயன்முறைகளின் போது வாயு அல்லது திரவநிலையிற் சேமிப்பில் இருக்கும் அல்லது உறிஞ்சப்பட்ட வெப்பமே மறைவெப்பம் எனப்படும். ஒரு பொருளின் மறைவெப்பமானது அதன் வெப்பநிலையை மாற்றாமல் அதனை ஆவியாக்க அல்லது அதனை உருகச் செய்வதற்குத் தேவைப்படும் வெப்ப சக்தியின் அளவாகக் கருதப்படும். இச் சக்தியானது அடிப்படையில் மூலக் கூறுகளுக்கிடையிலான பிணைப்பை உடைப்பதற்கும், அப்பொருட் கூறுகளின் அமைப்பை மீள ஒழுங்குபடுத்தவும் பயன்படுத்தப்படுகின்றது.

வளிமண்டலத்தில் நீராவி

1. **தனியீரப்பதன்** (x) : ஒரு குறிப்பிட்ட கனவளவு வளியில், குறிப்பிட்ட வெப்பநிலையிற் காணப்படும் நீராவியின் திணிவே தனியீரப்பதன்.

$$x = M_v / V$$

M_v = ஆவியின் திணிவு
V = வளியின் கனவளவு

2. **தன்னீரப்பதன்** (q) : ஈரலிப்பான வளியில் நீராவித் திணிவின் விகிதாசாரம்.

$$q = \frac{M_v}{(M_v + M_a)}$$

M_a = ஈரலிப்பான வளித்திணிவு

3. **நிரம்பல் நிலைப் பற்றாக்குறை** (Saturation deficit): Ta வெப்பநிலையில் நிரம்பல் நிலைப்பற்றாக்குறை பின்வருமாறு தரப்படுகின்றது.

$$S = \ell_s - \ell_a$$

ℓ_a = ஆவி அமுக்கம்
ℓ_s = T_a வெப்பநிலையில் நிரம்பல் ஆவி அமுக்கம் (SVP)

4. **சாரீரப்பதன்**

$$RH = \left[\frac{\ell_a}{\ell_s} \times 100 \right] \%$$

மறைவெப்பப் பரிமாற்றம் வளிமண்டலத்தில் மிக முக்கியமானது. பனியிலிருந்து நீராகவோ, ஆவியாகவோ மாற்றம் ஏற்படுவதற்கு வெப்பம் உறிஞ்சப்படுகின்றது.

அதே போன்று ஆவியிலிருந்து நீர் அல்லது பனி உருவாகுவதற்கு வெப்பம் வெளிவிடப்படுகின்றது. வளிமண்டலத்தில் ஆவியாக்கத்தின் மூலம் குளிர்ச்சி ஏற்படுகின்றது. ஒடுங்கலின் மூலம் வளிமண்டலம் வெப்பமடைகின்றது. எனவே வளிமண்டலம் வெப்பத்தை மறைநிலையிற் சேமித்து வைத்திருக்கும் ஒரு வீடாக விளங்குகின்றது. தாழ்அகலக் கோடுகளில் வியாபாரக் காற்றுப் பிரதேசங்களுக்கிடையிற் காணப்படும் ஆவியாக்கம் படிவு வீழ்ச்சியிலும் பார்க்க அதிகமாகக் காணப்படுவதினால் வளிமண்டலத்திற் தேறிய உள்ளீடு காணப்படுகின்றது. ஆனால் மத்திய, உயர் அகலக் கோடுகளிற் படிவுவீழ்ச்சி அதிகமாக இருப்பதினாற் தேறிய வெளியீடு காணப்படுகின்றது. நீராகவும், ஆவியாகவும் ஏற்படும் படிநிலை மாற்றங்கள் எல்லாச் சக்திப் பரிமாற்றங்களிலும், வளிமண்டல அசைவின் பல்வேறு அளவுத்திட்டங்களிலும் ஓர் அடிப்படையான தொடர்பைக் கொண்டிருக்கின்றன.

10. ஆவியாக்கம் (Evaporation)

திரவநிலையிலான நீர் வாயு நிலைக்கு (நீராவி) மாற்றமடையும் செயன்முறையே ஆவியாக்கம் எனப்படும். நீர் மேற்பரப்புகளுக்கு வெப்பச்சக்தி செல்லும் போது நீர் மூலக் கூறுகளுக்கிடையிலான இணைப்பை அவை பலவீனமடையச் செய்வதுடன் அவற்றின் இயக்கப் பண்புச் சக்தியையும் அதிகரிக்கும். மிக வேகமாக அசையும் மூலக் கூறுகள் நிலமேற்பரப்பிலிருந்து உடைந்து மேலே உள்ள வளியிற் சேரும் இயலளவை மிக அதிகமாகக் கொண்டிருக்கின்றன. வளியிலுள்ள ஆவி அமுக்கம் அதன் நிரம்பல் நிலைக்குக் கீழ் இருக்கும் பொழுது ஆவியாக்கம் நிகழும். வளிமண்டலத்துக்கும் ஆவியாக்கம் இடம்பெறும் மேற்பரப்புக்குமிடையில் ஆவி அமுக்கச் சாய்வு காணப்பட வேண்டும். நீராவியின் மேல் நோக்கிய அசைவு தனித்தனி மூலக்கூறுகளின் பரவலினால் இடம் பெறுகின்றதுடன் அதற்கு மேற் குழப்பமான வளி அசைவினாலேயே நிகழ்கின்றது.

புவிமேற்பரப்பிலிருந்து ஏற்படும் தேறிய இழப்பே ஆவியாக்க வீதம் எனப்படும் இது பெரும்பாலும் 4 காரணிகளிற் தங்கியிருக்கின்றது.

(1) வளியின் ஆவி அமுக்கத்துக்கும் (vapour pressure) மேற்பரப்பின் நீர் ஆவியாக்கத்துக்குமிடையில் நிரம்பல் ஆவி அமுக்கத்தில் காணப்படும் வேறுபாடு - அதாவது பாரிய வேறுபாடே ஆவியாக்க வீதமாக அமையும்.

(2) ஆவியாக்கம் இடம்பெறும் மேற்பரப்பின் வெப்பநிலை.

(3) காற்றின் வேகம்: நீராவியானது வழக்கமாகக் குழப்பமான காற்றோட்டங்களினாலேயே பரவலுக்குட்படுகின்றது. கடுமையான காற்று நிலைமைகள் காணப்படும் பொழுது ஈரத்தன்மை வளிமண்டலத்தின் ஆழமான படைகளினூடாகத் தொடர்ந்து பரவிக் கொண்டிருக்கும்.

(4) ஆவியாக்கம் இடம் பெறும் மேற்பரப்பில் நீரின் தொடர்ச்சியான வழங்கல் இருக்க வேண்டும்.

எனவே உயர் ஆவியாக்க வீதத்துக்கான அதி உத்தம நிலைமைகளாகக் குறைந்த ஈரப்பதன், உயர் வெப்பநிலைகள், வலிமையான காற்றுக்கள் காணப்பட வேண்டும். ஆவியாக்கம் ஞாயிற்றுக் கதிர்வீசற் சக்தியில் மட்டும் தங்கியிருக்கவில்லை. தேறிய கதிர் வீசலிலும் தங்கியுள்ளது. திறந்த நீர் நிலைகளிலும் ஈரலிப்பான மண்ணிலும் பெரும்பாலான தேறிய கதிர்வீசல் ஆவியாக்கம் மூலம் நுகரப்பட்டு விடுகின்றது. மேற்பரப்பை விட்டு நீங்குகின்ற, வந்து சேருகின்ற நீர் மூலக் கூறுகளுக்கிடையிலான சமநிலை மேற்பரப்புக்கு மேலுள்ள வளியில் உள்ள மூலக்கூறுகளின் எண்ணிக்கையில் தங்கியிருக்கின்றது. வளி சார்பளவில் வரண்டதாக இருந்தால் மேற்பரப்பை விட்டு விலகும் வளியுடன் தொடர்புபடுத்தும் போது மூலக்கூறுகளின் எண்ணிக்கை மிகக் குறைவாக இருக்கும். இதனால் ஆவியாக்க வீதம் உயர்வாக இருக்கும். எவ்வாறிருப்பினும் நிரம்பிய நிலையை அடையும் வளியில் அதிகளவான நீர் மூலக் கூறுகள் காணப்படும்.

ஆவியாக்க விகிதம் என்பது மேற்பரப்பு வெப்பநிலையின் நிரம்பல் ஆவி அமுக்கத்துக்கும் ℓ_s, மேற்பரப்புக்கு மேலே உள்ள வளியின் ஆவி அமுக்கத்துக்கும் ℓ_d இடையிலான வேறுபாட்டைக் குறிக்கும். அதாவது:

$$\text{ஆவியாக்கம் (E)} = \text{மாறிலி} \times (\ell_s - \ell_d)$$

ℓ_a (நீராவி அமுக்கம்) ℓ_d இலும் குறைவாக இருந்தால் மூலக் கூறுகள் மேற்பரப்பிலிருந்து தொடர்ச்சியாக விலகிச் செல்லும். கிடையான காற்றின் வேகத்தில் ஏற்படும் அதிகரிப்பு ஆவியாக்க வீதத்தில் அதிகரிப்பை ஏற்படுத்தலாம். ஆகக் கூடியது எவ்வளவு என்பதை வளியின் ஈரப்பதனும் ஆவியாக்கத்துக்குக் கிடைக்கக் கூடிய வெப்பச் சக்தியுமே நிர்ணயிக்கும். காற்றின் சராசரி வேகத்தைக் கவனத்திற் கொண்டு மேலே கூறப்பட்ட சமன்பாட்டை மாற்றியமைத்து எழுத முடியும். அதாவது:

$$E = Bf(u)\ (\ell_s - \ell_a)$$

இங்கு B = மாறிலி f (u) = காற்றின் வேகம்

11. ஆவியாக்க ஆவியுயிர்ப்பு (Evapo-transpiration)

தாவரம், மண் ஆகியவற்றால் மூடப்பட்டுள்ள புவியின் பகுதிகளிலிருந்து ஈரப்பதன் குறிப்பிடத்தக்களவு இழக்கப்பட்டு வருகின்றது. ஆவியாக்க ஆவியுயிர்ப்பு என்பது வளர்ந்து வரும் தாவரங்களிலிருந்து ஏற்படும் ஆவியுயிர்ப்பும், மண் மேற்பரப்பிலிருந்து ஏற்படும் நீர் ஆவியாக்கச் செயன்முறையையும் இணைத்த

அம்சமாகும். இச் செயற்பாடு மிகவும் மெதுவானது. தொடர்ச்சியானது. சிக்கலானது. அத்துடன் பிரதானமாக இரு காரணிகளினால் ஆட்சிப் படுத்தப்படுகின்றது.

(1) ஆவியாக்கத்தைக் கட்டுப்படுத்துகின்ற வளிமண்டலவியற் காரணிகள்

(2) மண் ஈரம், வேர்களின் விருத்தி, இலை வெப்பநிலை, இலைகளின் பரப்பு, தாவர வளர்ச்சி ஆகிய நிலைகளை உள்ளடக்கிய தாவரக் காரணிகள்.

நீராவி இலை மேற்பரப்புகளில் உள்ள துவாரங்களினூடாகப் (stomata) பரவி வளிமண்டலத்துக்கு இடம் மாற்றப்படுகின்றது. தாவரத்தினுள் உறிஞ்சல் அமுக்கத்துடன் இணைந்ததாக இது விளங்குவதுடன் வேர் ஒழுங்குகளின் ஊடாக மண்ணில் இருந்து நீரை மீளப் பெறுவதற்குக் காரணமாகவும் அமைகின்றது. வளி மண்டலத்துக்குட் செல்லும் இந் நீரின் இடமாற்றமே ஆவி உயிர்ப்பு (transpiration) எனப்படும். தாவர மேற்பரப்புக்களில் இருந்து ஏற்படும் அதிகளவிலான ஈர இழப்புக்களை விளக்குவதாக இது உள்ளது. அடர்த்தியான காடுகளில் 60 சத வீதத்துக்கு மேலான நீரிழப்பு உயிர்ப்பினூடாகவே இடம்பெறுகின்றது. மரங்களினால் தடுக்கப்படும் படிவுவீழ்ச்சியிலிருந்து ஏற்படும் ஆவியாக்கத்தையும் சேர்த்தால் 80 சத வீதத்துக்கு மேலான நீர் வளிமண்டலத்துக்கு இடமாற்றப்படுவதைக் காணலாம். ஆவியாக்க ஆவியுயிர்ப்பு (1) உள்ளார்ந்த ஆவியாக்க ஆவியுயிர்ப்பு (2) உண்மையான ஆவியாக்க ஆவியுயிர்ப்பு என இரண்டு வகைப்படும்.

(i) உண்மையான ஆவியாக்க ஆவியுயிர்ப்பு (AE) (Actual evapo-transpiration)

நீரின் கிடைக்கக் கூடிய தன்மையிலேயே இது தங்கியிருக்கின்றதுடன் ஒரு குறிப்பிட்ட சூழலில் உண்மையில் ஆவியுயிர்ப்புக்குட்படும் நீரின் அளவைக் குறிக்கின்றது. மண் ஈரத்தன்மையினால் இது கட்டுப்படுத்தப்படுகின்றது. வளிமண்டலத்தின் தேவையைப் பூர்த்தி செய்வதற்கான நீர் வளங்கள் போதுமானதாகவும், நிலையானதாகவும் காணப்பட்டால் உண்மையான ஆவியுயிர்ப்பு உள்ளார்ந்த ஆவியுயிர்ப்புக்குச் சமனாக அமையும்.

(ii) உள்ளார்ந்த ஆவியாக்க ஆவியுயிர்ப்பு (PE) (Potential evapo-transpiration)

தாவரம், நில மேற்பரப்புக்களிலிருந்து ஆவியாகக் கூடிய அதிஉச்ச நீரின் அளவை உள்ளார்ந்த ஆவியுயிர்ப்புக் குறிப்பிடுகின்றது. இதனை நிர்ணயிக்கும் பிரதான காரணியாகச் சூரியனிலிருந்து வரும் சக்தி உள்ளீடு அமைவதுடன் உள்ளார்ந்த ஆவியுயிர்ப்பில் 80 சத வீத வேறுபாட்டுக்கும் காரணமாகின்றது.

உள்ளார்ந்த ஆவியுயிர்ப்பு கோடை மாதங்களில் மிக அதிகமாகவும், மாரி காலத்தில் வீழ்ச்சியடைந்தும் காணப்படும். சுழிப்பரவல் (eddy diffusion) மூலமான செயன்முறை மூலம் தரை மேற்பரப்பிலிருந்து நீர் மூலக் கூறுகளைக் காற்று அகற்றுகின்றது. இதனால் மேற் பரப்புக்கு மேல் ஆவி அமுக்கச் சாய்வு நிலை நிறுத்தப்படுகின்றது. எனவே காற்றின் வேகம், அவற்றின் கலப்புவீதம், ஆவி அமுக்கச் சாய்வு என்பவற்றினால் உள்ளார்ந்த ஆவியுயிர்ப்பு நிர்ணயிக்கப்படுகிறது.

புவி மேற்பரப்பில் நிலமேற்பரப்புகளிலும் பார்க்கச் சமுத்திரங்களின் மேலாக உண்மையான ஆவியுயிர்ப்பு அதிகமாகக் காணப்படுகின்றது. இதன் மிக உயர்ந்த மதிப்பு 10^{0} - 40^{0} அகலக் கோடுகளுக்கிடையில் மத்திய கோட்டுப் பகுதியில் குறிப்பாக அயனச் சமுத்திரங்களின் மேலாகக் காணப்படுகின்றது. உப அயன வர்த்தகக் காற்றுக்கள் காணப்படும் வயலங்களில் இக் காற்றுக்கள் சூடாகவும், வரண்டனவாகவும் விளங்குவதினால் அவை ஆவியுயிர்ப்பை அதிகரிக்கின்றன. ஆனால் மத்திய கோட்டு ஈரப்பகுதிகளிற் காற்றுக்களின் மெதுவான வேகம், உயர் வளிமண்டல ஈரப்பதன் ஆகியவை காரணமாக ஆவியுயிர்ப்பு வரையறைக்குட்பட்டதாக உள்ளது.

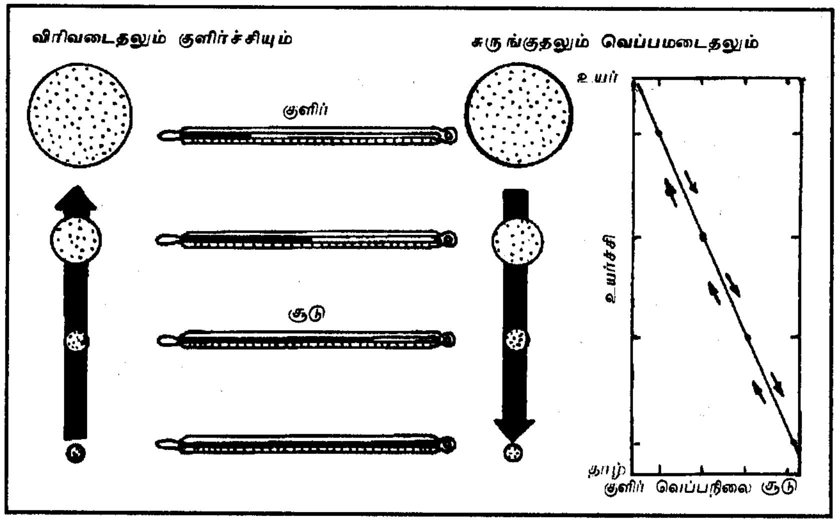
12. வெப்பஞ் செல்லாநிலைச் செயன்முறை (Adiabatic process)

வெளியிலிருந்து வெப்பத்தைப் பெறுதல் அல்லது இழத்தலின்றி விரிவடைதல் அல்லது அமுக்கத்தினால் வாயுக்கிடையில் ஏற்படும் வெப்பநிலை மாற்றமே வெப்பஞ்செல்லா நிலைச்செயன்முறை எனப்படும். அமுக்கம் வாயுவை வெப்பமாக்கும். விரிவடைதல் அதனைக் குளிர்ச்சியாக்கும் என்றே, வெப்பஞ் செல்லா நிலையின் தத்துவம் குறிப்பிடுகின்றது. அமுக்க மாற்றத்தின் காரணமாக ஏற்படும் இவ் வெப்பப்படுத்துகின்ற, குளிர்ச்சியாக்குகின்ற செயன்முறைகளைக் குறிப்பதற்குப் பௌதீகவியலாளர்களினாற் பயன்படுத்தப்படும் பதமே வெப்பஞ் செல்லாநிலைச் செயன்முறையாகும்.

வளி மீதான அமுக்கத்தின் காரணமாக வளி குளிரடைதல் அல்லது வெப்பமடைதலினால் அது எவ்வாறு மேலுயர்த்துகை அல்லது படிவு வீழ்ச்சியுடன் தொடர்புபடுத்தப்படுகின்றது. தரையுயர்ச்சிக்கேற்ப வளிமண்டல அமுக்கமும் வீழ்ச்சியடைந்து செல்லும். எனவே ஒரு வளித்திணிவு தாழ் வளிமண்டல அமுக்க மட்டத்திற்கு மேலுயர்த்தப்படும் பொழுது அது விரிவடைகின்றதுடன் குளிராகவும் மாறுகின்றது. ஒரு வளித்திணிவு உயர் வளிமண்டல அமுக்க மட்டத்திற்குக் கீழ் இறங்கும் போது அமுக்கத்துக்குட்பட்டு வெப்பமடைகின்றது. இத்தகைய பண்புகளையே வரண்ட வெப்பஞ் செல்லா நிலை நழுவல் வீதம் (Dry adiabatic lapse rate) விளக்குகின்றது. **(வரைபடம் 5.7)** இவ்வீதம் நிலைக்குத்தாக 1000 மீற்றருக்குப் $10^{0}C$ ($10^{0}C$ / 1000M அல்லது

5.5°F/1000 ft) என்ற மதிப்பைக் கொண்டிருக்கும். அதாவது ஒரு வளித்திணிவு ஒரு கி.மீற்றருக்கு உயர்த்தப்பட்டால் அதன் வெப்பநிலை 10°C ஆல் வீழ்ச்சியடையும். ஒடுங்கல் இடம்பெறாத காரணத்தினால் இது வரண்ட வீதமாகவே இருக்கும்.

வரைபடம் 5.7: வெப்பம் செல்லாநிலைக் குளிர்ச்சியடைதலும் சூடாதலும்
(A.N. Strahler, 1994)



வரண்ட வெப்பஞ் செல்லா நிலை நழுவு வீதம் எப்பொழுதும் நிலையானதாக இருப்பதுடன் பௌதீக விதிகளினாலேயே நிர்ணயிக்கப்படுகின்றது. நிலைக்குத்தாக அசையும் வளித்திணிவுக்கே இது பிரயோகிக்கப்படுகின்றது. ஆனால் முன்பு குறிப்பிடப்பட்ட வெப்பநிலை நழுவு வீதம் வேறுபட்ட ஒரு அம்சமாகும். வெப்பநிலை நழுவு வீதம் என்பது, வளியின் வெப்பநிலை எவ்வாறு உயர வேறுபாட்டிற்கேற்ப மாறுபடுகின்றது என்பதை விளக்குகின்றது. இவ் விகிதம் நேரத்துக்கு நேரம் இடத்துக்கிடம் வேறுபடக் கூடியது.

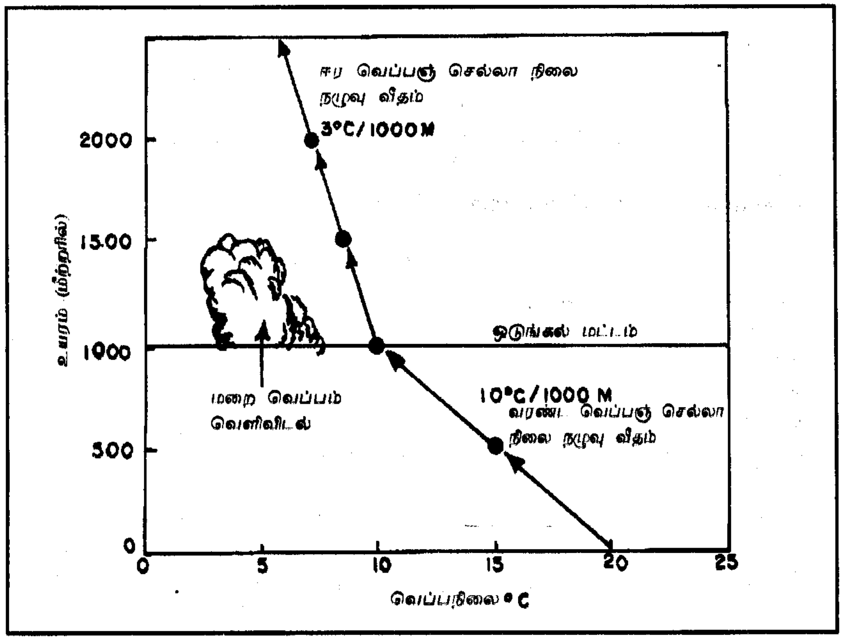
ஈரலிப்பான காற்றுத் தொகுதி ஒன்று மேல் நோக்கி அசையும் பொழுது வரண்ட வெப்பஞ் செல்லா நிலை வீதத்தில் (10°C / 1000 m) அதன் வெப்பநிலை வீழ்ச்சியடைகின்றது. 500 மீற்றர் உயரத்தில் வெப்பநிலை 5°C-15°C(9°F-59°F) ஆகவும் 1000 மீற்றர் உயரத்தில் வெப்பநிலை 10°C (50°F) ஆகவும் வீழ்ச்சியடைகின்றது. இவ் உயர்ந்து செல்லும் செயன்முறை தொடர்ச்சியாக நிகழுமாயின் வளி நிரம்பல் நிலைக்குக் குளிரடைந்து ஒடுங்கத் தொடங்கும். குளிரடைதல் தொடரும்போது நீர்த்துளிகள் உருவாகும். நிரம்பிய வளித்தொகுதி தொடர்ந்து உயர்ச்சியடையும் போது மறைவெப்ப விடுப்பு என்னும் புதிய தத்துவம் தோன்றுகின்றது. ஒடுங்கல் நிகழும் போது மறைவெப்பம் விடுவிக்கப்பட்டு மேலுயர்த்தப்பட்ட வளியை வெப்பப்படுத்துகின்றது. இங்கு இரு தாக்கங்கள் ஒன்றாக இடம் பெறுகின்றன.

(i) மேலுயர்த்தப்பட்ட வளி, வளிமண்டல அமுக்கத்தில் ஏற்படும் குறைப்பினாற் குளிர்ச்சியடைகின்றது.

(ii) ஒடுங்கலிலிருந்து விடுவிக்கப்படும் மறைவெபத்தினால் சூடாக்கப்படுகின்றது.

இங்கு குளிர்ச்சியடையும் தாக்கமே வலிமையானது. எனவே வளி மேலுயர்த்தப்படும் பொழுது தொடர்ச்சியாகக் குளிரடையும். ஆனால் இக் குளிரடையும் வேகம், மறைவெப்ப விடுவிப்பினால் மெதுவாகவே நிகழும். இக் குளிரடையும் வீதம் "ஈர வெப்பஞ் செல்லா நிலை நழுவுவீதம்" (wet adiabatic lapse rate) எனப்படும். இதன் வீச்சு 3°C - 6°C /1000 m (1.6°F-2.7°F/1000 ft)இடையில் காணப்படும். ***(வரைபடம் 5.8)*** வளியின் வெப்பநிலை மற்றும் அதன் ஈர உள்ளடக்கம் என்பவற்றைப் பொறுத்து இது வேறுபடும். அதிக ஈரப்பதனை உள்ளடக்கிய மிகச் சூடான வளி மத்திய கோட்டுச் சமுத்திரங்களுக்கு மேலாகக் காணப்படுகின்றதுடன் குளிரடையும் வீதத்துக்கான குறைந்த மதிப்புக்களையும்

வரைபடம் 5.8: எழுச்சியடையும் வளிப்படையில் வெப்பநிலையின் வெப்பஞ் செல்லா நிலை விழ்ச்சியினால் நீராவி ஒடுங்கலும் முகில் உருவாக்கமும்
(A.N. Strahler, 1994)



கொண்டிருக்கின்றன. அவ் ஈர வளி பெருமளவு மறை வெப்பத்தை வெளிவிடுதலே இதற்கான காரணமாகும்.

13. ஒடுங்கல் (Condensation)

வாயு நிலையிலிருந்து (நீராவி) திரவ நிலைக்கு (நீர்) அல்லது திண்ம நிலைக்கு (பனி) மாறும் செயன்முறையே ஒடுங்கல் எனப்படும். வளிமண்டலத்திற் காணப்படும் மிகச் சிறிய திண்ம சடப் பொருளிலிருந்து (ஏரோசோல்) மிகச்சிறிய நீர்த்துளிகளை உருவாக்குவதற்கு நீராவி ஒடுங்குதலுக்குட்படுகின்றது. சாரீரப்பதன் 80 சத வீதத்துக்குக் கீழாக இருக்கும் போது, நிரம்பல் ஆவி அமுக்கத்தை வளி அடைவதற்கு முன்னரே வளியிற் காணப்படும் ஈரங்காட்டுகின்ற உட்கருக்கள் ஒடுங்கலை ஆரம்பித்து விடுகின்றன. புவிக்குரிய தூசுக்கள் மற்றும் குறைவான ஈரங்காட்டுகின்ற உட்கருக்கள் (Hygroscopic nuclei) அதிகளவான தாக்கத்தைக் கொண்டவையன்று. ஒடுங்கல் வடிவங்கள் (forms) குளிரடையும் செயன்முறைகளின் இயல்புக்கேற்ப வகைப்படுத்தப்படுகின்றன. அவற்றுள் முக்கியமானவை பின்வருமாறு:

(i) **தொடு நிலைக் குளிர்ச்சி** (contact cooling)

கதிர்வீசலின் காரணமாக, புவிமேற்பரப்பு வெப்பத்தை இழக்கும் பொழுது அவற்றின் வெப்பநிலை குறைவடைகின்றது. வெப்பம் வளியிலிருந்து மேற்பரப்புக்குக் கடத்தப்படுகின்றது. வளி வெப்பத்தைக் கடத்துவதற்கான சிறந்த சாதனமாகக் காணப்படாததினால் இக் குளிரான தன்மை மேற்பரப்பைப் பெரும்பாலும் ஊடுருவதில்லை. இக்குளிரான காற்றின் தொடர்பு நிலையினால் தாழ்வான நிலப்பகுதிகளில் அவை திரட்சியடைந்து விடுகின்றன. இவ் அசைவுகள் பள்ளத்தாக்கு மூடுபனிகளை உருவாக்கி விடுகின்றன.

(ii) **கதிர்வீசற் குளிர்ச்சி** (radiation cooling)

கதிர்வீசலின் காரணமாக நேரடி வெப்ப இழப்பு வளிமண்டலத்தில் ஏற்படுகின்றதுடன் அதிலிருந்து ஏற்படும் மெதுவான குளிர் வீதமே கதிர்வீசற் குளிர்ச்சிக்குக் காரணமாக உள்ளது. குளிரான தரைமேற்பரப்புக்களுடன் தொடர்பு கொண்டுள்ள வளியின் குளிர்ச்சியை இது மேலும் உயர்த்துவதாக இருக்கும்.

(iii) **புடைக் காவுகைக் குளிர்ச்சி** (advection cooling)

வளியின் கிடையான கலத்தலினால் குளிர்ச்சி ஏற்படலாம். இது புடைக்காவுகை என அழைக்கப்படும். இரு காற்று அருவிகள் ஒன்றாகக் கலக்கும் போது ஒடுங்கல் நிலை உருவாகலாம். சூடான ஈரக்காற்று, குளிரான ஈரமேற்பரப்புக்கு மேலாகக் கொண்டு செல்லப்படும் பொழுது மேற்பரப்புடன் இணைந்துள்ள

குளிர்ச்சியான வளியின் ஆழமற்ற படைகளுடன் கலந்து விடுகின்றது. இது நிகழும் பொழுது அங்கு நிரம்பல் ஆவி அமுக்கம் காணப்படுவதுடன் அதன் வெப்பநிலையே அதனை நிர்ணயிக்கின்றது. இது உண்மையான ஆவி அமுக்கத்திலும் குறைவாக இருப்பதுடன் அதிநிரம்பிய நிலையையும் கொண்டிருக்கும். இம் மிகை புடைக்காவுகை மூடுபனி வடிவில் ஒடுங்குகின்றது. இம் மூடுபனி குழப்பமான காற்று ஓட்டங்களுடன் இணைந்ததாகவும் இருக்கும். அத்துடன் பெரும்பாலான மூடுபனிகள் கடல் மேற்பரப்புக்களுடனேயே இணைந்திருக்கும்.

(iv) **இயக்கக் குளிர்ச்சி** (dynamic cooling)

வளியானது உயர்ச்சியடையும் போது அது வெப்பஞ் செல்லா நிலைக் குளிர்ச்சிக்கு உட்படுகின்றது. இவ் ஒடுங்கல் வடிவமானது வளியின் உறுதியான தன்மையிலும் உயர்ச்சியை அடைவதற்கான விரைவிலும் பருமனிலும் தங்கியுள்ளது. வலிமையான மேலுயர்ச்சியைக் கொண்ட உறுதியற்ற வளி அதிக ஒடுங்கல் வடிவத்தினை உருவாக்குகின்றது. மலைத் தொடர்களின் அல்லது மேற்காவுகை அல்லது காற்றுத் திணிவுகளுக்கிடையிற் காணப்படும் பிரிதளத் (frontal) தொடர்புகளினால் மேலுயர்த்துகை இடம் பெறுகின்றது.

14. முகில்கள் : வகைகளும் உருவாக்கச் செயன்முறையும்

வளியில் தடுத்து வைக்கப்பட்டுள்ள நீர்த்துளிகள் அல்லது பனித்துணிக்கைகளினால் உருவாக்கப்பட்டதே முகில்கள் எனப்படும். இத் துணிக்கைகள் 20-50 மைக்குரோன் மீற்றர் (0.0008 - 0.002 அங்) விட்டத்தினைக் கொண்டவை. ஒவ்வொரு முகிற் துணிக்கைகளும் திண்மப் பொருளின் மிகச் சிறு மையத்தின் (tiny center)) மீது உருவாகின்றதுடன் இது "ஒடுங்கற் கரு" (condensation nucleus) என அழைக்கப்படும். இக் கருவின் விட்டமானது 0.1 - 1.0 மைக்குரோன் மீற்றருக்கிடையில் (0.000004 - 0.00004 அங்) காணப்படும்.

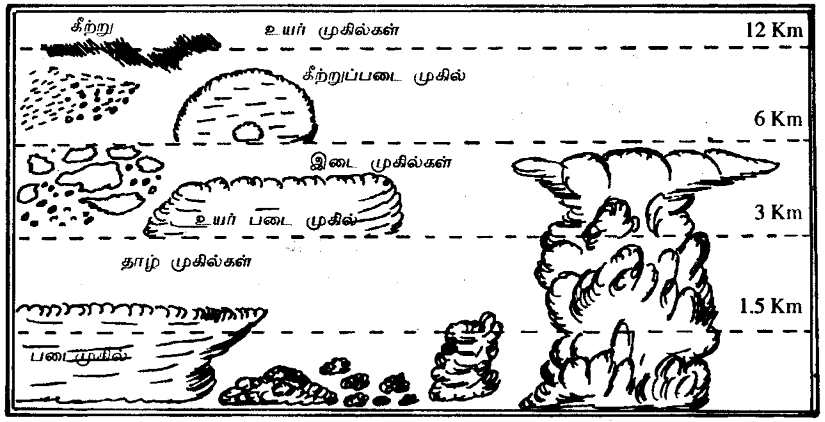
கரு ஒடுங்கலிற்கான முக்கிய மூலாதாரமாகக் கடலின் மேற்பரப்பு காணப்படுகின்றது. காற்றுக்கள் அலைகளை உருவாக்கும் பொழுது அலைகளின் உச்சிப் பகுதியிலிருந்து துளிகளின் சிதறல் கொந்தளிப்பான காற்றினால் மேல்நோக்கிக் கொண்டு செல்லப்படுகின்றது. கடல் நீர் துளிகளின் ஆவியாக்கத்தின் போது பளிங்குருவிலான உப்பின் (crystalline salt) மிகச் சிறிய மீதி வளியிற் தங்கி விடுகின்றது. இந்த "காற்றுத் தொங்கல்" (aerosol), நீர் மூலக் கூறுகளை வலுவாகக் கவரக் கூடியவை. மிகவும் தெளிவான, சுத்தமான வளிகூட முகில்களை உருவாக்குவதற்கான போதுமான ஒடுங்கற் கருக்களைக் கொண்டிருக்கின்றன.

புவி மேற்பரப்பிற் திரவநிலையிலான நீர் அதனைச் சூழவுள்ள வெப்ப நிலை 0°C (32°F) உறைநிலைப் புள்ளிக்குக் கீழ் வீழ்ச்சியடையும் பொழுது பனியாக மாறுகின்றது. மிகச் சிறிய முகிற் துணிக்கைகள், இவ் உறைநிலைக்குக் கீழான வெப்பநிலையிலும் திரவநிலையில் நீடித்திருக்க முடியும். இத்தகைய நீர் மிகைக் குளிர்ச்சி (supercooled) கொண்டவை என அழைக்கப்படும். முகில்கள் -12°C (10°F) வெப்பநிலை வரைக்கும் நீர்த்துளிகளைக் கொண்டிருக்கும். முகில் வெப்பநிலை குளிரானதாக அதிகரிக்கும் போது நீர்த்துளிகள் மற்றும் பனிப்பளிங்குகள் கொண்ட கலப்பு உருவாகும். குளிரான முகில்கள் - 40°C க்குக் கீழான வெப்பநிலையைக் கொண்டிருக்கும் போது முற்று முழுதாகப் பனித் துணிக்கைகளை உருவாக்குகின்றன. இது 6-12 கி.மீற்றர் (20,000 - 40,000 அடி) உயரத்தில் இடம்பெறும்.

முகில்கள் பல வடிவங்களிலும் அளவுகளிலும் காணப்படும். வளிமண்டலவியலாளர்கள் முகில்களை நிலைக்குத்தான விருத்தி கொண்ட முகில்கள் எனவும் உயரத்தின் அடிப்படையில் - உயர்ந்த, இடை, தாழ் என நான்கு குடும்பங்களாக வகைப்படுத்துகின்றனர். **(வரைபடம் 5.9)** முகில்கள் உருவாக்க அமைப்பின் அடிப்படையில் இரு பிரதான வகுப்புக்களாகப் பிரிக்கப்படுகின்றன.

(1) படை அமைப்பு அல்லது படையாக்க முகில்கள் (layered clouds)
(2) திரண் அமைப்பு அல்லது கோளவுருவான முகில்கள் (globular clouds)

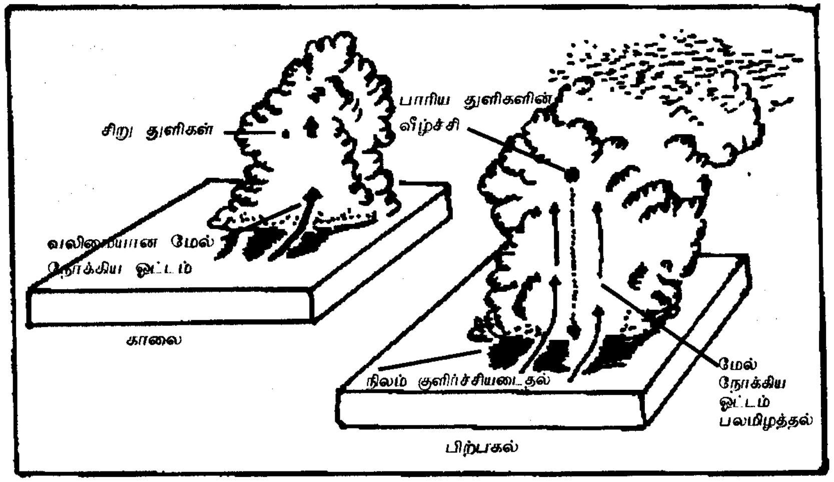
வரைபடம் 5.9: உயர அடிப்படையில் முகில்களின் பிரிவுகள்



படையமைப்பு முகில்கள் பரந்த பகுதிகளை உள்ளடக்கியவையாக இருக்கும். பரந்தளவிலான வளிப் படைகள் படிப்படியாக எழுச்சியடைய உந்தப்படும் போது படை முகில்கள் உருவாகின்றன. ஒரு வளிப் படை இன்னொன்றின் மேற் செல்லும் போது இது நிகழ்கின்றது. உயர்ந்து செல்லும் படை குளிர்ச்சியானதாக இருப்பதினால் ஒடுங்கல் பரந்த பகுதியை உள்ளடக்கியதாக இடம் பெறும். படையானது ஈரலிப்பானதாகத் தொடர்ந்து உயர்ச்சியடைவதாகவும் அடர்த்தியானதாகவும் இருப்பின் தடித்த படையமைப்பு முகில்கள் பெருமளவிலான மழைவீழ்ச்சியை அல்லது மழைப்பனியை உற்பத்தி செய்யும்.

திரண் அமைப்பு முகில்கள் (cumuliform clouds) கோளவுருவான திணிவுகளைக் கொண்ட முகில்களாக இருக்கின்றன. அவை சிறிய, பெரிய அளவில் எழுச்சியடையும் காற்றுத் திணிவுகளுடன் இணைந்துள்ளன. சூழவுள்ள காற்றிலும் பார்க்க வெப்பமாக இருப்பதினால் காற்று அடுக்குகள் (air parcels) உயர்ச்சியடைகின்றன. திரவத்திற் காணப்படும் குமிழிகள் (bubbles) போன்று அவை மேல் நோக்கி நகருகின்றன. **(வரைபடம் 5.10)** அவை மேல் நோக்கி மிதக்கும் போது வெப்பஞ் செல்லா செயன்முறையின் மூலம் குளிர்ச்சியாக்கப்படுகின்றது. ஒடுங்கல் இடம் பெறும் போது முகில் உருவாக்கப்படுகின்றது. இவ் வகையான முகில்கள் பெரும்பாலும் திரண் முகில்கள் எனப்படும். சில வேளைகளில் மேல் நோக்கிய நகர்ச்சியின் போது அடர்த்தியைப் பெறின் உயரமான முகில்கள் இடிமின்னற் புயல்களை உருவாக்குகின்றன. இவ்வகையான முகில்கள் திரண் மழை முகில்கள் எனப்படும். (ஒளிப்படத்தினைப் பார்க்கவும்) நிம்பஸ் (Nimbus) என்பது லத்தீன் சொல்லாக இருப்பதுடன் மழை அல்லது புயல்முகிலைக் குறிக்கும்.

வரைபடம் 5.10: திரண் மழை முகிலின் வளர்ச்சி



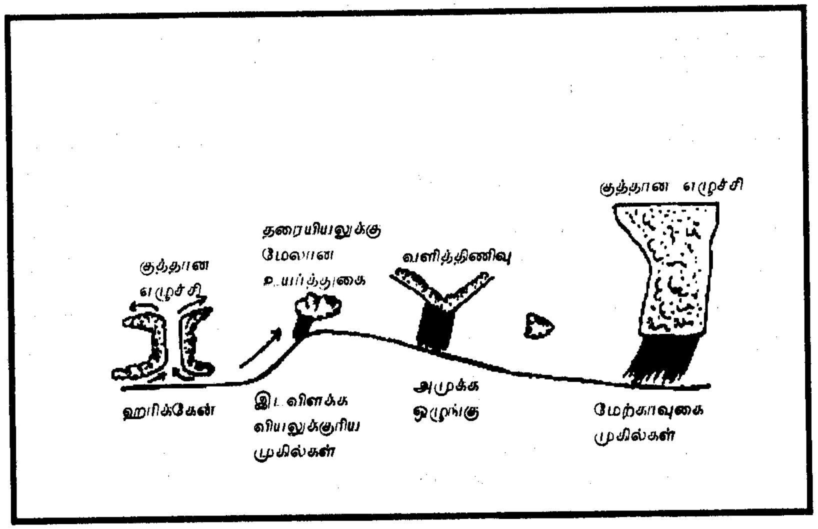
முகில்களை முதன் முதலில் வகைப்படுத்தும் முயற்சி "லூக் ஹோவாட்" (Luke Howard, 1772-1864) என்பவரினால் மேற்கொள்ளப்பட்டது. வளி நிரம்பிய நிலையை அடையும் போது நீராவி ஒடுங்குவதினால் முகில்கள் உருவாகின்றன. வளி நிரம்பிய நிலையை எத்தகைய செயன்முறை மூலமாக அடைகின்றது என்பதிலேயே முகில்களின் உருவாக்கம் தங்கியுள்ளது. இதில் மூன்று பிரதான செயன்முறைகள் உள்ளன. **(அட்டவணை 5.1)** அவை:

1. குளிர்ச்சியடையாமல் வளித் திணிவு கலக்கின்றது.
2. நிலைக்குத்தான அசைவின்றிக் குளிரடைதல். இது கதிர்வீச்சுக் குளிர்ச்சி, புடைக்காவுகைக் குளிர்ச்சி என்னும் வழிகளில் ஏற்படும்.
3. நிலைக்குத்தான அசைவினால் ஏற்படும் குளிரடைதல். இச் செயன்முறையானது (i) மலையியலுக்குரிய மேலுயர்ச்சி (orographic uplift), (ii) பிரிதள மேலுயர்ச்சி (frontal uplift), (iii) வளிப்பாய்ச்சற் சங்கமம் (air flow confluence), மற்றும் (iv) மேற்காவுகை ஆகிய நான்கு வழிகளில் ஏற்படுகின்றன. இச் செயன்முறைகளின் தன்மைகளுக்கேற்பவே முகில்களின் வகைகளும் அமைவு பெறுகின்றன. **(வரைபடம் 5.11)**

திரண் முகில் நிலைக்குத்தான முறையில் விருத்தி பெற்ற முகிற் குடும்பத்தைச் சேர்ந்தவை. இவை சிறிய, வெள்ளை நிறமான கொத்து (fluffy) முகில்களிலிருந்து (இவை கோடை காலங்களிற் பின்னேரங்களில் காணப்படுபவை), கருமை வடிவான திரண் முகில் (இடி மின்னற் புயல்களைக் கொண்டவை) வரையான வடிவங்களைக் கொண்டிருக்கும். மழை முகில்கள் மழைவீழ்ச்சியை அல்லது மழைப்பனியை உருவாக்குவனவாக இருப்பதுடன் புயற்படை முகில் (Ns) வகையைச் சேர்ந்தவையாகவும் உள்ளன. படையமைப்பான முகில்கள் மூன்று

வகையாகப் பிரிக்கப்படும். வெப்பநிலை வேறுபாடும், உயரமுமே அவற்றின் சிறப்பான தோற்றத்துக்குக் காரணமாக உள்ளன. கீற்று முகில்கள் ஏறக்குறைய 12 கி.மீற்றர் உயரத்திற் காணப்படுகின்றன. எப்பொழுதும் திரளாக (wispy) இருப்பதுடன் பனித்துளிகளையும் கொண்டிருக்கும். ஏறக்குறைய 5000 அடிக்குக் கீழ் (1.5 கி.மீற்றர்) பெரும்பாலும் படை முகில்கள் அமைந்திருக்கின்றன. திரவநிலையிலான நீர்த்துளிகளையும், அடிக்கடி தூறல்களையும் கொண்டிருக்கும்.

வரைபடம் 5.11: பிரதான முகில் வகைகளின் உருவாக்கம்



திரண்படை முகில்கள், ஏனைய முகில்களை விடச் சிறப்பான முறையில் அறை அமைப்பைக் கொண்டிருக்கும். உயர்வான பகுதிகளிற் காணப்படும் முகில்கள் பல்வேறு வகையாக இருந்தாலும் அவை ஒன்றாக இணைந்தே காணப்படும். படை முகில்களுடன் ஒத்த அமைப்பையே, உயர்படை முகில்கள் கொண்டிருந்தாலும் அவை அடர்த்தியிற் குறைந்தும், குறைவான படிவுவீழ்ச்சியை ஏற்படுத்துவனவாகவும் உள்ளன. இத்தகைய முகில்கள் பொதுவாக மிகைக் குளிர்ச்சி கொண்ட நீர்த்துளிகளைக் கொண்டிருப்பதுடன் அவற்றின் வெப்பநிலையும் $0^{0}C$ க்கு கீழ் காணப்படும்.

உயர் திரண் முகில்கள், திரண் முகில் வகையைப் போல் இருந்தாலும் நிலைக்குத்தான விருத்தி கொண்டவையாக உள்ளதுடன் அதன் தளத்தில் மிகைக் குளிர்ச்சியடைந்த நீரைப் போதுமான அளவில் அதிக அளவு கொண்டிருக்கக் கூடிய தன்மையைக் கொண்டுள்ளது. மூடுபனி (fog) தரை மேற்பரப்புக்கு அருகிற் காணப்படும் ஒருவகை முகிலாகவே கருதப்படுகின்றது.

கைத்தொழில் வளர்ச்சி பெற்ற நாடுகளில் இம் மூடுபனி ஒரு பிரதான சூழல் இடராகவே கருதப்படுகின்றது. அதிவேக பெருந்தெருக்களில் ஏற்படும் அடர்த்தியான மூடுபனியினால் விபத்துக்கள் ஏற்படுகின்றன. விமான நிலையங்களில் விமானம் தரையிறங்குவதிற் தாமதத்தை ஏற்படுத்துவதுடன் பொருளாதார இழப்புக்களுக்கும் வழியேற்படுகின்றது. கடற் பகுதிகளில் கப்பல்கள் மோதுவதற்கும் காரணமாக உள்ளது.

அட்டவணை 5.1: முகில்களின் உருவாக்கச் செயன்முறைகளும் வகைகளும்

செயன்முறை	முகிலின் பொதுவான வகைகள்
1. குளிர்ச்சியடையாமல் வளித் திணிவு கலத்தல்	திரண் படை முகில் (Sc)
2. நிலைக்குத்தான அசைவுகளற்ற குளிரடைதல்	
(i) கதிர்வீச்சினாற் குளிரடைதல்	கதிர்வீச்சு மூடுபனி
(ii) புடைக்காவுகையினாற் குளிரடைதல்	புடைக்காவுகை மூடுபனி
3. நிலைக்குத்தான அசைவின்றிக் குளிரடைதல்	
(i) மலையியல் மேலுயர்த்துகை	படை முகில் (St) உயர்படை முகில் (As)
(ii) பிரிதள மேலுயர்த்துகை	எல்லா வகையான முகில்கள்
(iii) வளிப்பாச்சலினால் ஏற்படும் சங்கமம்	கீற்று முகில் (Ci)
(iv) மேற்காவுகை	படை முகில் (St) உயர்படை முகில் (As) திரண் முகில் (Cu) திரண் மழை முகில் (Cb)

மூடுபனி இருவகையாகப் பிரிக்கப்படும்.அவையாவன:

(1) பனிபடுநிலைக்குக் கீழ், தரைமட்டத்திலுள்ள காற்றுப் படையின் வெப்பநிலை வீழ்ச்சியடையும் போது இரவு நேரங்களிற் கதிர்வீச்சு மூடுபனி (radiation fog) உருவாகின்றது. இவ் வகையான மூடுபனி தாழ்மட்ட வெப்பநிலை நேர்மாறலுடன் இணைந்திருக்கும்.

(2) சூடான, ஈரலிப்பான காற்றுப் படை குளிரான அல்லது மேற்பரப்பின் மீதாக நகரும் போது புடைக்காவுகை மூடுபனி (advection fog) ஏற்படுகின்றது. காற்றுப்படை மேற்பரப்புக்கு வெப்பத்தை இழக்கும் போது பனிபடு நிலைக்குக் கீழ் அதன் வெப்பநிலை வீழ்ச்சியடையும் போது ஒடுங்கல் ஏற்படத் தொடங்குகின்றது.

புடைக்காவுகை மூடுபனி பெரும்பாலும் வெப்ப, குளிர் நீரோட்டங்கள் அருகருகே சமுத்திரங்களின் மேலாக இடம்பெறும் போது பொதுவாக நிகழ்கின்றது. வெப்பமான நீரோட்டங்களின் மேலாகச் சூடான, ஈரலிப்பான காற்று நகரும் போது ஒடுங்கல் நிகழ்கின்றது. நியூ பவுண்லாந்துக்கு அப்பால் கிராண்ட் பாங்ஸ் மூடுபனி இந்த வகையிலேயே உருவாகின்றது. இங்கு குளிரான லபிறடோர் நீரோட்டம், சூடான நீரைக் கொண்ட குடா அருவியுடன் இணையும் போது இந்நிலை ஏற்படுகின்றது. இவற்றினை விடச் சில இடங்களில் கடல் மூடுபனியும் (sea fog) ஏற்படுகின்றது. கலிபோர்ணியாக் கரையோரங்களில் இவை அடிக்கடி இடம் பெறுகின்றன. கலிபோர்ணியா நீரோட்டத்தின் குளிர் நீருக்குக் குறுக்காக வெப்ப, ஈரலிப்பான காற்று கிழக்குப் பக்கமாக நகரும் போது இம் மூடுபனி உருவாகின்றது. இதே வகையான மூடுபனி அயன அகலக் கோட்டு வலயங்களில் கரையோரத்துக்குச் சமாந்தரமாகக் குளிர் நீரோட்டங்கள் செல்லும் போது கண்டங்களின் மேற்குக் கரைகளில் நிகழ்கின்றன.

முகில்கள் படிவுவீழ்ச்சியை ஏற்படுத்தும் மூலமாக இருப்பதுடன் காலநிலையிலும் முக்கிய பங்கினைக் கொண்டுள்ளது. காலநிலையிற் தாக்கத்தை ஏற்படுத்தக் கூடிய அளவுக்கு ஒரு முக்கிய அம்சமாக இருப்பதுடன் உள்ளூர்க் கதிர்வீசற் பரம்பலினையும் குறிப்பிடத்தக்களவு மாற்றியமைக்கின்றது. எனவே முகில்கள் காலநிலையின் முழு அம்சத்திலும், சக்திச் சமநிலையிலும் செல்வாக்குச் செலுத்துவதாக இருக்கின்றது. ஆனால் புவியைச் சுற்றிக் காணப்படும் முகில்களின் அளவு, பரம்பல் பற்றிய தரவுகள் இன்னமும் முற்றாகப் பெறப்படவில்லையென்றே கூறலாம். முகில்களின் மரபு ரீதியான மேற்பரப்பு அவதானிப்புக்கள் மற்றும் அண்மைக்காலச் செயற்கைக் கோள் அளவீடுகளும் சிக்கலானவையாகவே அமைந்துள்ளன.

15. படிவுவீழ்ச்சி (Precipitation)

வளிமண்டலத்திலிருந்து திரவ நிலையிலான நீர் அல்லது பனித் துணிக்கைகளின் வீழ்ச்சியே படிவு வீழ்ச்சி எனப்படும். இப் படிவு வீழ்ச்சி இரு வழிகளில் உருவாகலாம்.

(1) முகிற் துளிகள் ஒன்றுடன் ஒன்று மோதி, ஒன்றுடன் ஒன்று இணைந்து பெரிது பெரிதான மழைத்துளிகளாக, மழையாக வீழ்கின்றது.

(2) பனிக்கட்டிப் பளிங்குகள், நீர்த்துளிகளின் கலப்பைக் கொண்டிருக்கும் முகிலில் பனிக்கட்டிப் பளிங்குகள் உருவாகி வளர்ச்சியடைகின்றன.

முதலாவது செயன்முறையில் நிரம்பிய வளி விரைவாக மேலுயர்த்தப்படுகின்றதுடன் குளிர்ச் சக்திகள் மேலதிக ஒடுங்கலுக்குட்படுகின்றன. இவ் ஒடுங்கலின் காரணமாக முகிற் துணிக்கைகள் வளர்ச்சியடைந்து 50 100

மைக்குரோன் மீற்றர் (0.002 0.004 அங்.) விட்டத்தை அடைகின்றது. ஒன்றுடன் ஒன்று மோதுவதினாற் துணிக்கைகள் 500 மைக்.மீற்றர் விட்டத்தை அடைகின்றது. இதுவே தூறலிற் காணப்படும் நீர்த்துளிகளின் அளவாகும். மோதுதல் மேலும் அதிகரிக்கும் போது துளிகளின் பருமன் மழை நிலைக்கு மாறுகின்றது. சராசரி மழைவீழ்ச்சித் துளிகள் 1000 2000 மைக்குரோன் மீற்றர் (0.04 0.1அங்.) விட்டத்தைக் கொண்டிருக்கும். சில வேளைகளில் இவ்விட்டம் 7000 மைக்.மீற்றர் ஆகவும் அதிகரிக்கும். இதற்கு மேல் அவை உறுதியற்று, சிறிய துளிகளாக உடைந்து வீழ்ச்சியடைகின்றன. இவ்வகையான படிவுவீழ்ச்சி உருவாக்கமானது சூடான முகில்களைக் கொண்டிருக்கும் மத்திய கோட்டு மற்றும் அயன வலயப் பகுதிகளிலேயே காணப்படுகின்றது.

மழைப்பனி என்பது பனிக்கட்டிப் பளிங்குகளையும் மிகைக் குளிர்ச்சி கொண்ட நீர்த்துளிகளையும் கொண்ட ஒரு சேர்க்கையாக முகில்களில் உருவாக்கம் பெறுவதுடன் இரண்டாவது செயன்முறையாகவே உற்பத்தி செய்யப்படுகின்றது. பனிக்கட்டிப் பளிங்குகள் மிகைக் குளிர் நீர்த்துளியுடன் மோதும் போது அத்துளியின் உறைநிலையைத் தூண்டுகின்றது. பனிக்கட்டிப் பளிங்குகள் மழைப்பனித் துணிக்கைகளை உருவாக்குவதற்கு மோதும் போது முகில்களிலிருந்து வீழ்வதற்கான ஒரு பாரமான பொருளாக மாறுகின்றது. சில பனிக்கட்டிப் பளிங்குகள் படிதலாக வளர்ச்சியடைகின்றது.

கீழமைந்திருக்கும் வளிப்படை உறைநிலைக்குக் கீழ் காணப்பட்டால் மழைப்பனி திண்ம வடிவிலான படிவுவீழ்ச்சியாக தரையை அடைகின்றது. இல்லாவிட்டால் அது உருகி மழையாகச் சென்றடையும். நேரெதிர்ச் செயன்முறையாக, ஆழமான, குளிரான வளிப்படைகளினூடாக வீழ்ச்சியடையும் மழைத்துளிகள் உறைநிலை மழையாக மாற்றமடைவதுடன் பனிகலந்த மழை (sleet) எனவும் அழைக்கப்படுகின்றது.

பனிப் புயல் : தரை உறைபனியாக இருக்கும் பொழுதும், தாழ் வளியின் படை உறைநிலைக்குக் கீழ் காணப்படும் போதும் பனிப் புயல் ஏற்படுகின்றது. வளிப்படைகளினூடாக வீழ்ச்சியடையும் மழை குளிரடைந்து உறைந்து மேற்பரப்பை அடைகின்றது. பனிப்புயல்களினாற் பாரிய சேதங்கள் ஏற்படுகின்றன. பனியின் பாரத்தினால் தொலைபேசி, மின்சக்தித் தொடர்புகள் துண்டிக்கப்படுகின்றன. வீதிகளில் பனி படிந்து கண்ணாடி போன்று காணப்படுவதினால் வழுக்கற் தன்மையுடையதாக இருக்கின்றது. இவை அபாயமானவை. விபத்துக்களை ஏற்படுத்தக் கூடியவை. படிவுவீழ்ச்சியின் இன்னொரு வடிவம் ஆலி (hail). **(அட்டவணை 5.2)** இவை பாரிய குமிழ் போன்ற அல்லது பனிக் கோளங்களாகக் காணப்படும்.

இத்தகைய படிவுவீழ்ச்சியின் அம்சங்கள் யாவும் ஒடுங்கலின் தன்னியக்கமான தன்மையினால் ஏற்படுகின்றன எனக் கூறமுடியாது. முகிற் சிறுதுளிகளின் மீது ஏற்படும் இரு விசைகளினாலேயே இவை தூண்டப்படுகின்றன. அவையாவன:

(1) புவியை நோக்கிய ஈர்ப்புக் கவர்ச்சி
(2) சிறுதுளிக்கும், அது அசைந்து வரும் வளிக்குமிடையிலான உராய்வு விசை.

இவ்விரு விசைகளும் ஒன்றுடன் ஒன்று சமப்படும் பொழுது, நியூட்டனின் முதலாவது இயக்க விதிக்கேற்ப (Law of motion) சிறுதுளி புவியை நோக்கி மாறா வேகத்தில் வீழ்ச்சியடைகின்றது. இவ்வேகம் துளியின் பருமனுடன் நேரடித் தொடர்புடையது.

படிவுவீழ்ச்சியை அளவிடுதல்

ஓர் அலகு நேரத்தில் வீழ்ச்சியடையும் நீரின் ஆழத்தினை அலகில் அளவிடப்படுகின்றது. ஒரு நாளுக்கு அல்லது மணித்தியாலத்துக்கு எத்தனை செ.மீற்றர் அல்லது அங்குலம் என அளவிடலாம். மழைவீழ்ச்சியை மழைமானி (rain gauge) மூலம் அளவிடலாம். இம் மழைமானி நேரான பக்கங்களையும், மட்டமான அடிப்பாகத்தையும் கொண்டிருப்பதுடன் மழை இடம்பெறுமுன் வெளியான ஒரு பகுதியில் வைக்கப்பட்டிருக்கும். மழைவீழ்ச்சியின் பின்பு அதிலுள்ள நீரின் ஆழம் அளவிடப்படும். 2 மி.மீற்றர் அளவுடைய மழைவீழ்ச்சியை அளவிடுவது மிகவும் இலகுவானதன்று. இதனால் ஒடுக்கமான ஓர் உருளையில் மேற் பாகத்தில் புனல் (funnel) இருக்கக் கூடியதாக மழைமானி அமைக்கப்படும். குழாயின் துவாரத்திலும் பார்க்க புனல் பரந்த பகுதியிலிருந்து மழையைச் சேர்க்கும். இதனால் உருளை மிக விரைவாக நிரம்பி விடுகின்றது. நீர் மட்டம் படிவுவீழ்ச்சியின் அளவினை எடுத்துக் காட்டும்.

படிவுவீழ்ச்சிச் செயன்முறைகள்

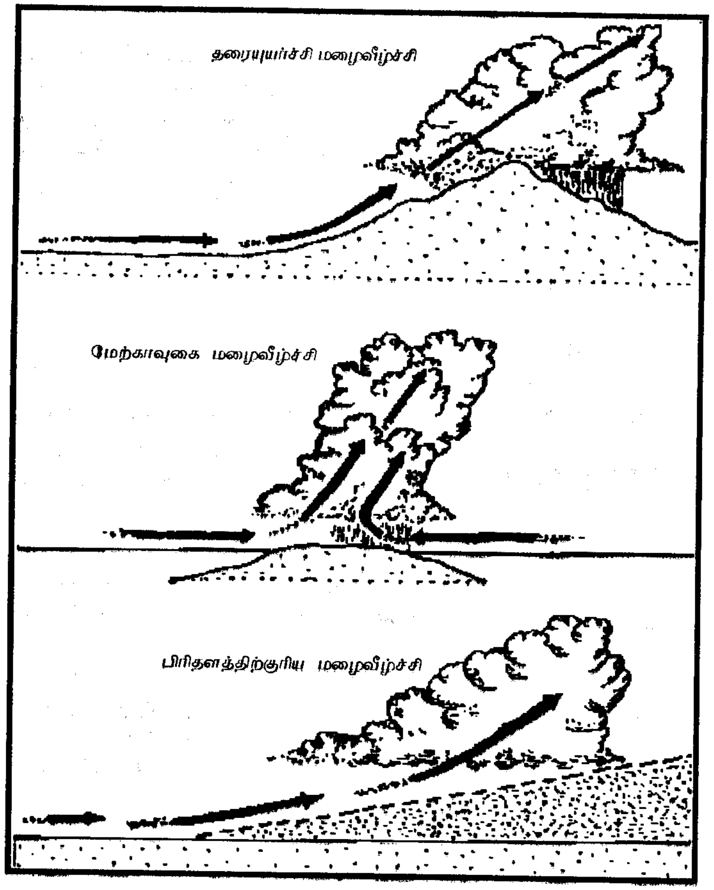
காற்று மேல் நோக்கி 3 வழிகளில் அசைகின்றது. அவையாவன:

(1) வீசும் காற்றினூடாக வளி மேல் நோக்கித் தூண்டப்படுகின்றது. மலைத்தொடர்களின் மேலாகவும், மேல் நோக்கியும் அசையும் காற்றுத் திணிவுகளைக் குறிப்பிடலாம். மலைத்தொடர் உயரமானதாக இருந்தால் வளி ஈரத்தன்மையுடையதாக இருக்கும். படிவு வீழ்ச்சி இடம்பெறும். இது மலையியலுக்குரிய படிவுவீழ்ச்சி (Orographic precipitation) எனப்படும். **(வரைபடம் 5.12).**

(2) மேற்காவுகை மூலமாக வளி மேல்நோக்கித் தூண்டப்படுவதில் படிவுவீழ்ச்சி ஏற்படுகின்றது. சூடான தரையினால் வளிக்கட்டுக்கள் வெப்பப்படுத்தப்படுகின்றதினால் சூடாகி, அயலிலுள்ள வளியிலும் பார்க்க அடர்த்தி குறைந்து மேலெழுகின்றது. இவ் வகையான படிவு வீழ்ச்சி மேற்காவுகைப் படிவுவீழ்ச்சி (convectional precipitation) எனப்படும். **(வரைபடம் 5.13)**

(3) வளித்திணிவுகளின் அசைவினூடாக மேல் நோக்கி வளி தூண்டப்படுதல். இவ் வளித்திணிவுகள் பாரிய அளவுடையதாகவும் ஒரேதன்மையான வெப்பநிலை, ஈரத்தன்மையைக் கொண்டும் காணப்படும். காற்றுத் திணிவுகள் சாதாரணமாக மத்திய அகலக் கோடுகளில், மேற்கிலிருந்து கிழக்காக அசைகின்றதுடன் சூறாவளிகளாக மாறிப் படிவுவீழ்ச்சியை ஏற்படுத்துகின்றன. இவை சூறாவளிப் படிவுவீழ்ச்சி எனப்படும்.

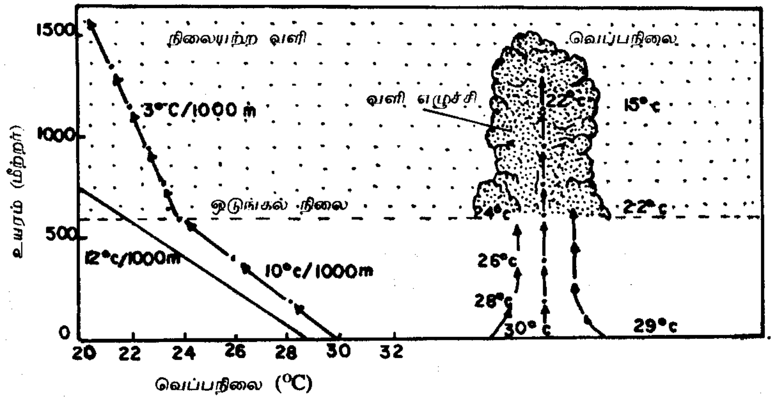
வரைபடம் 5.12: மழைவீழ்ச்சியின் வகைகள்



அட்டவணை 5.2 : படிவு வீழ்ச்சியின் வகைகளும் அவற்றின் பண்புகளும்

வகை	பண்புகள்	முகில் வகை	அளவீடு
மழை	மழைத்துளியின் ஆரை 250 மை.மீ.	Ns, As, Sc, Ac	மழைமானி
தூறல்	நுண்மழைத்துளி (250 மை.மீ.கீழ்)	St, Sc	மழைமானி
மழைப்பனி	பனிக்கட்டிப் பளிங்குகள்	Ns, As, Sc, Cb	மழைப்பனிமானி மழைப்பனி ஓ[illegible]ம் ஒளிப்ப
பனிகலந்த மழை	பகுதி உருகிய மழைப்பனி மென்பாலம் அல்லது மழையும் பனியும் ஒன்றாக வீழ்தல்	Ns, As, Sc, Cb	மழைமானி
ஆலி	பனிக்கட்டித் துண்டுகள் (2500-25,000 மை.மீ.ஆரை)	Cb	மழைமானி ஆலி மானி
நேரடி படிவுவீழ்ச்சி	நேரடியாக மேற்பரப்பை நோக்கி	St	இடைத்தடுப்பு மானி (பரிசோதனைக்குரிய)

வரைபடம் 5.13: உறுதியற்ற வளியில் மேற்காவுகை.
(போதுமான அளவு வெப்பமடைந்த உறுதியற்ற ஒரு வளித்திணிவு அதிக உயரத்திற்குத் தொடர்ந்து எழுச்சியடையும்)

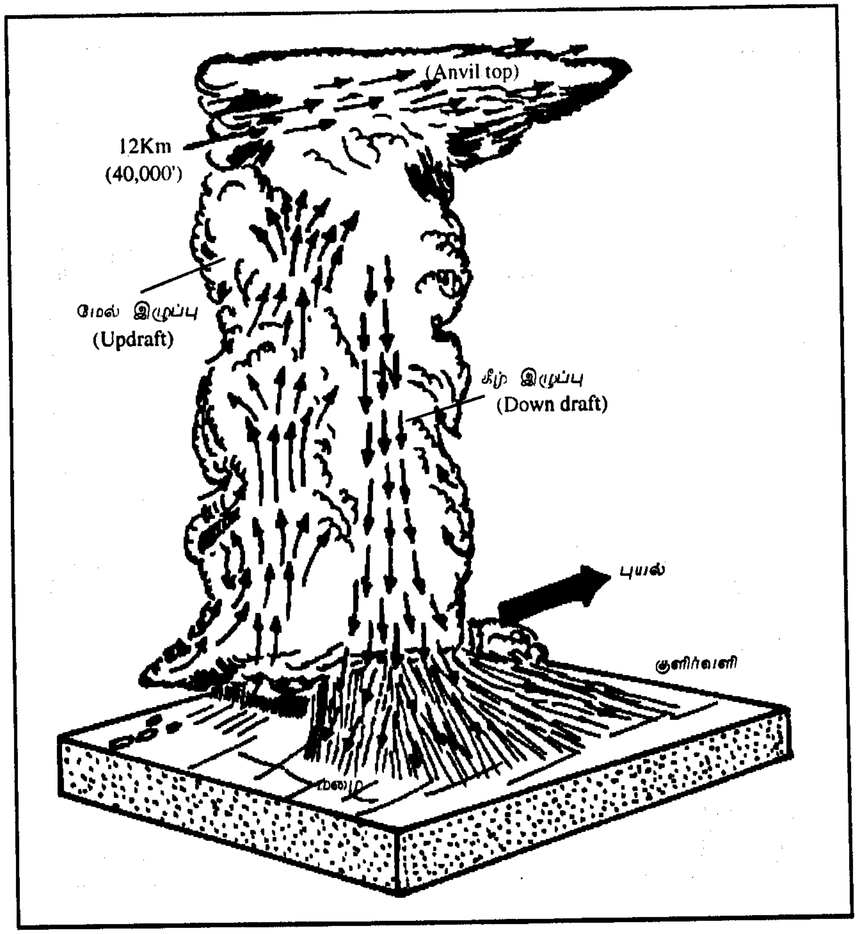


16. இடிமின்னற் புயல்கள் (Thunderstorms)

செறிவான மழையும், வலிமையான காற்றும் இடி, மின்னலுடன் இணைந்த ஒரு நிகழ்வே இடிமின்னற் புயல்கள் எனப்படும். இடி மின்னற் புயல் உயரமான, அடர்த்தியான திரண்மழை முகிலுடன் இணைந்த செறிவான உள்ளூர் புயலாகும். இதில் வளி மிக வலிமையான மேல் நோக்கிய உந்துதலைக் கொண்டிருக்கும். ஓர் இடிமின்னற் புயலில் பல தனிப்பட்ட மேற்காவுகைக் கலங்கள் காணப்படும். **(வரைபடம் 5.14)** அக்கலங்களுக்கிடையில் வளி எழுச்சியடையும். ஒவ்வொரு நீர்க்குமிழும் எழுச்சியடையும் போது அயலிலுள்ள பகுதிகளிலிருந்து வளி இழுக்கப்படும். இடிமின்னற் புயல் தொடரான திரண்மழை முகில்கள் அல்லது கலங்களைக் கொண்டிருக்கும். ஒவ்வொரு கலமும் அரைமணி வரை தொடர்நிகழ்வான முறையில் விருத்திக்குட்படும். குமிழ்களுக்கிடையில் செறிவான வெப்பஞ் செல்லா நிலைக் குளிர்ச்சியானது படிவுவீழ்ச்சியை ஏற்படுத்துகின்றது. கீழ் மட்டங்களில் இது நீர் நிலையிலும், நடுத்தர மட்டங்களில் நீர், மழைப்பனி கலந்த நிலையிலும், உயர் மட்டங்களில் மழைப்பனியாகவும் காணப்படும். இங்கு முகில் வெப்பநிலைகள் மிகவும் குளிராக இருக்கும்.

உயர்ந்து செல்லும் வளிக் கட்டுக்கள் உயர் நிலையை அடையும் போது குறிப்பாக 6-12 கி.மீற்றர் (20,000-40,000 அடி) அல்லது அதற்கு மேலாகவும் செல்லும் போது உயர்ச்சியடையும் வேகம் குறைகின்றது. அத்தகைய மிக உயரத்திற் காணப்படும் வலிமையான காற்றுக்கள் முகில்களின் மேற்பகுதியைக் கீழ்காற்றில் இழுத்துவிடுகின்றன. முகில் மேற்பகுதியில் இருந்து விழும் பனித்துணிக்கைகள் தாழ் மட்டங்களிற் படிதல், உறைதலுக்கான உட்கருக்களாகச் செயற்படுகின்றன. பாரிய பனிக்கட்டிப் பளிங்குகள் உருவாகி விரைவாக அமிழ்ந்து விடுகின்றன. உருகி, ஒன்றுடன் ஒன்று இணைந்து பெரிதாகத் துளிகளாக வீழ்கின்றன. மழைத்துளியின் விரைவான வீழ்ச்சி எழுச்சியடையும் குமிழ்களுக்கு அருகாமையில் இழுக்கப்படுவதினால் 60,000-100,000 மின் அலகுகளை விருத்தி செய்து விடுகின்றது. இந்த ஓட்டம் வளியைச் செறிவாக வெப்பப்படுத்துவதுடன் மிக விரைவாக வெடியோசையுடன் விரிவடைகின்றது. இவ்விரிவாக்கம் சத்த அலைகளை வெளியேற்றுகின்றது. முகில்களுக்கிடையிலேயே பெரும்பாலான மின்னலின் வெளியேற்றம் நிகழ்கின்றது. ஆனால் குறிப்பிடத்தக்க விகிதாசாரம் நிலப்பகுதியையும் தாக்குகின்றது. ஐக்கிய அமெரிக்காவில் மின்னலினால் வருடாந்தம் சராசரியாக 150 இறப்புக்கள் ஏற்படுகின்றன. பல மில்லியன் டொலர்கள் பெறுமதியான சொத்தழிவுகளும் காட்டுத்தீயும் இடம்பெறுகின்றது.

வரைபடம் 5.14: இடிமின்னற் புயலின் உள்ளமைப்பு



17. புவியின் படிவுவீழ்ச்சிப் பரம்பல்

புவியின் படிவுவீழ்ச்சிப் பரம்பலைக் கட்டுப்படுத்தும் அம்சங்களில் சராசரி வளிமண்டலச் சுற்றோட்டமும் ஒன்று. நிலையான அல்லது நிலையற்ற வளிமண்டலத்தின் வெப்ப அமைப்பை இங்கு கவனத்திற் கொள்ளுதல் வேண்டும். வளியிலுள்ள ஒடுங்கல் உட்கருக்களின் அளவும், வகையும், முகிற் துளிகளின் வளர்ச்சிக்கான பொருத்தமான நிலைமைகள் காணப்படுகின்ற தன்மையும் படிவு வீழ்ச்சியை நிர்ணயிக்கின்றன. வடகோளத்திலுள்ள நிலத்திணிவுகள் படிவுவீழ்ச்சிப் பரம்பலிற் குறிப்பிடத்தக்க செல்வாக்கைச்

செலுத்துகின்றன. வளிமண்டல நீராவியின் பெரும் பகுதி சமுத்திரங்களிலிருந்தே பெறப்படுவதினால் கண்டங்களின் உட்பகுதிகள், கரையோரங்களுக்கு அண்மையிலுள்ள இடங்களிலும் பார்க்க வரட்சியான வளி மண்டல நிலைமைகளைக் கொண்டிருக்கின்றன. ஐரோப்பா ஆசியாவின் உட்பகுதிகளில் இது தெளிவாகப் பிரதிபலிக்கப்படுகின்றது. இப் பிரதேசங்கள் தமக்குத் தேவையான ஈரலிப்பின் பெரும்பகுதியை அத்திலாந்திக் சமுத்திரத்திலிருந்து பெற்றுக் கொள்கின்றதுடன் மத்திய அகலக் கோட்டு மேலைக் காற்றுக்களினால் உட்பகுதிகளை நோக்கி அவை கொண்டு வரப்படுகின்றன. இவ்வளிகள் கண்டங்களின் மேலாகக் கிழக்கு நோக்கி நகரும்போது, ஆவியுயிர்ப்பின் மூலம் பெறும் நீரை விட மிக அதிகமான நீரை மேற்பரப்புக்கு இழுத்து விடுகின்றன. இதனால் படிவுவீழ்ச்சிப் போக்கில் கிழக்கு நோக்கிய வீழ்ச்சி காணப்படுகின்றது.

மத்திய கோட்டுப் பகுதி பெறும் படிவுவீழ்ச்சி வருடச் சராசரியாக 2000 மி.மீற்றருக்கு அதிகமாகக் காணப்படுகின்றது. உப அயன பாலைவனப் பகுதிகள், முனைவுப் பகுதிகள் 250 மி.மீ மழைவீழ்ச்சியைப் பெறுகின்றன. மத்திய அகலக் கோட்டுப் பகுதிகள் ஏறக்குறைய 1000 மி.மீ வருடாந்த படிவுவீழ்ச்சியைப் பெறுகின்றன. அயனப் பகுதிகளின் மழைவீழ்ச்சி பெரும்பாலும் மேற்காவுகை மழையுடன் தொடர்புடையது. மத்திய கோட்டுக்கருகில் நிகழும் வலிமையான நிலைக்குத்தான அசைவுகள் அளவுக்கதிகமான நீராவியை உருவாக்கி செறிவடையச் செய்து குறுகிய நேரப் புயல்களையும், திரண்முகில்களையும் உருவாக்குகின்றன. புயல்களின் அமைவிடங்களும் உள்ளூர் தரையியல் அம்சங்களினாற் கட்டுப்படுத்தப்படுகின்றன. படிவுவீழ்ச்சி குறிப்பிட்ட ஒரு இடத்துக்கு மட்டும் உரியதாகவன்றி எல்லாப் பகுதிகளுக்குமான பொதுவான நிகழ்வாக இருக்கின்றது.

மத்திய ஆசியப் பகுதிகளில் மேற்காவுகை நிகழ்ச்சி மொன்சூன் சுற்றோட்டங்களுடன் தொடர்பானதாக விளங்குகின்றது. பருவகால ரீதியாக அதிக படிவுவீழ்ச்சியைப் பெறும் பிரதேசமாக இது இருந்தாலும் மேற்காவுகை நிகழ்ச்சி, தரையியல் வேற்றுமை, இயக்க நிகழ்வுகள் ஒன்று சேர்ந்து உயர்வான வருட மழைவீழ்ச்சிக்குக் காரணமாக இருக்கின்றன. உள்ளூரில் மழைவீழ்ச்சி விகிதம் அதிகமாக இருந்தாலும் பொதுவாக மொன்சூன் நிலைமைகள் நீடித்ததாகவும், குறைந்த செறிவான படிவுவீழ்ச்சியையும் கொண்டிருக்கின்றன.

மத்திய அகலக் கோட்டுப் பகுதிகளிற் படிவுவீழ்ச்சி இறக்கங்களுடனும், பிரிதளங்களுடனும் தொடர்புபட்டதாக இருக்கின்றது. இதன் விளைவாகப் பரந்தளவான மேலுயர்த்துகை ஏற்பட்டு நீண்ட காலத்துக்குப் பொதுவான மழைவீழ்ச்சி பரந்தளவில் நிகழ்கின்றது. உப அயனச் சமுத்திரப் பகுதிகளிலிருந்து காற்று நேரடியாக வருவதினால் ஆவியாக்க விகிதம் அதிகமாக இருப்பதுடன் படிவுவீழ்ச்சியும் மிக உயர்வாக இருக்கின்றது. அயனப் பாலைவனப் பகுதிகளிலிருந்து காற்று வருமானால் அவை வரண்டதாகவும் தூசியையும், மணற் துணிக்கைகளைக் கொண்டதாகவும் இருக்கும். உப அயனப் பகுதிகளில்

படிவுவீழ்ச்சி குறைவாகக் காணப்படுவதற்கு அப் பகுதிகளில் மேற்காவுகையை ஏற்படுத்தும் பொறிமுறை இல்லாதிருப்பதினால் வளி நிரம்பிய நிலையை அடையாமல் இருப்பதே காரணமாகும். சமுத்திரங்கள் மற்றும் பரந்து காணப்படும் பாலைவனப் பகுதிகளுக்கு மேலாக உள்ள வளிமண்டலத்தில் ஈரப்பதன் காணப்படவில்லை என்பது குறிப்பிடத்தக்கது. முனைவுப் பகுதிகளில் பற்றாக்குறையான ஈரப்பதனும், மேலுயர்த்துகைப் பொறிமுறையும் காணப்படாமையே மொத்தப் படிவு வீழ்ச்சியின் குறைவுக்குக் காரணங்களாக விளங்குகின்றது.

18. நிலமேற்பகுதியின் நீர்ச்சமநிலை

புவியின் மேற்பரப்பில் விழும் படிவுவீழ்ச்சியின் ஒருபகுதி ஆவியாக்கம், ஆவியுயிர்ப்பு மூலமாக வளி மண்டலத்துக்குத் திருப்பிவிட, எஞ்சிய பகுதி மேற்பரப்புத் தொகுதியினுட் சேமிப்பாக அல்லது அதன் பயன்பாட்டுக்காகக் கிடைக்கக் கூடியதாக இருக்கின்றது. இம் மேற்பரப்பு நீர்ச்சமநிலை பின்வருமாறு விளக்கப்படும்.

$$P = E + T + \Delta S + \Delta G + R$$

P - படிவுவீழ்ச்சி
E - ஆவியாக்கம்
T - ஆவியுயிர்ப்பு
ΔS - மண்ணீர்ச் சேமிப்பில் மாற்றம்
ΔG - நில நீர்ச் சேமிப்பில் மாற்றம்
R - மேற்பரப்பு நிலமேல் ஓட்டம்

இச் சமநிலையின் அமைப்பானது அவ்வப்போது காணப்படும் மேற்பரப்பு, வளிமண்டல ஈரநிலைமைகளுக்கு ஏற்ப காலம் மற்றும் பரப்புசார் வேறுபாடுகளைக் கொண்டிருக்கும். பூகோள அளவில் எளிமையான முறையில் நிலம் மற்றும் வெளிப்பகுதி நீர் ஆகிய அடிப்படை மேற்பரப்பு அம்சங்களைக் கவனத்திற் கொள்ளல் வேண்டும். அவை:

$$E = P + \Delta V$$

ΔV = நீர்த்தேக்கங்களிற் தேங்கி நிற்கும் நீரின் அளவில் மாற்றம்

இது நில மேற்பரப்புகளின் கீழ் உள்ள சேமிப்புக்களில் ஏற்படும் மாற்றங்களுக்குச் சமனாகும். அதாவது $\Delta V = \Delta S + \Delta G$ எனவரும். இதனைக் கவனத்திற் கொள்ளும் போது நீர் மேற்பரப்பிலிருந்து எவ்வித கழுவு ஓட்டமும், ஆவியுயிர்ப்பும் நிகழவில்லை என்று கருத்திற் கொள்ளுதல் வேண்டும். அதாவது R=O, T=O.

சமுத்திரப் பகுதிகளில் கழுவு ஓட்டம் (R) தவிர்க்கப்படும். எனவே மேற்பரப்பு நீர்ச்சமநிலை $P = E - \Delta F$ என அமையும். இங்கு ΔF என்பது நிலத்திலிருந்து சமுத்திரத்துக்கான நீரின் ஓட்டம். சமுத்திரங்களின் மேல் நிகழும் படிவுவீழ்ச்சியின் சராசரி ஆழம் 1066 மி.மீ அல்லது $385.0 \times 10^{-12} m^3$ நீராகக் கணிப்பிடப்பட்டுள்ளது. அதே வேளை ஆவியாக்கம் 1176 மி.மீ அல்லது $424.7 \times 10^{-12} m^3$ நீராகும். சமுத்திர மேற்பரப்பில் நீரின் தேறிய இழப்பு $39.7 \times 10^{12} m^3$ ஆக இருப்பதுடன் இது நிலப்பகுதிகளிலிருந்து வரும் ΔF ஆல் ஈடுசெய்யப்படுகின்றது.

நிலமேற்பரப்பின் நீர்ச்சமநிலைச் சமன்பாட்டின் நடைமுறை நோக்கங்களுக்காக ஆவியாக்கமும், ஆவியுயிர்ப்பும் ஆவியாக்க ஆவியுயிர்ப்பு என ஒன்றாகக் கருதப்படுகின்றது. இதற்கான சமன்பாடு பின்வருமாறு:

$$P = E_t + \Delta S + \Delta G + R$$

P	-	படிவுவீழ்ச்சி
E_t	-	ஆவியாக்க ஆவியுயிர்ப்பு
ΔS	-	மண்ணீர் சேமிப்பில் மாற்றம்
ΔG	-	தரை நீர்ச் சேமிப்பில் மாற்றம்
R	-	நிலமேல் ஓட்டம்

மேற்பரப்பு கிடையானதாகக் காணப்படுகின்றது. நீர்த்துளிகளினை விரைவுபடுத்துவதற்கான எவ்வித ஈர்ப்புச் சக்தியும் இல்லை என்ற கருதுகோளினை ஏற்றுக் கொள்ளின் நிலமேல் ஓட்டம் பூச்சியமாக இருக்கும். புவி நிலமேற்பரப்பிற் படிவுவீழ்ச்சியின் சராசரி ஆழம் 746 மி.மீற்றர் ($111.1 \times 10^{12} m^3$). ஆவியுயிர்ப்பு அளவு 480மி.மீற்றர் ($71.4 \times 10^{12} m^3$). எனவே இங்கு மிகை $39.7 \times 10^{12} m^3$ ஆகக் காணப்படுகின்றதுடன் கழுவுநீர் வடிவில் இம் மிகை வெளியேற்றப்பட்டுச் சமுத்திரத்துக்குச் செல்கின்றது. கண்டங்களுக்கிடையிலும், சமுத்திரங்களுக்கிடையிலும் நீர்ச் சமநிலை அமைப்பிற் குறிப்பிடத்தக்க வேறுபாடுகள் காணப்படுகின்றன. **(அட்டவணை 5.3)**

ஆபிரிக்காவில் ஆவியுயிர்ப்பின் மூலம் மிக உயர்வாக 84 சத வீதமான படிவுவீழ்ச்சியும் அவுஸ்திரேலியாவில் 94 சத வீதமும் நுகரப்படுகின்றது. பெரும்பாலும் அயனக் கண்டங்களிலேயே இவை அதிகமாக இருப்பதுடன் அன்ரார்டிக்காவில் 17 சத வீதமாகவே காணப்படுகின்றது.

19. வளிமண்டல நீர்ச்சமநிலை

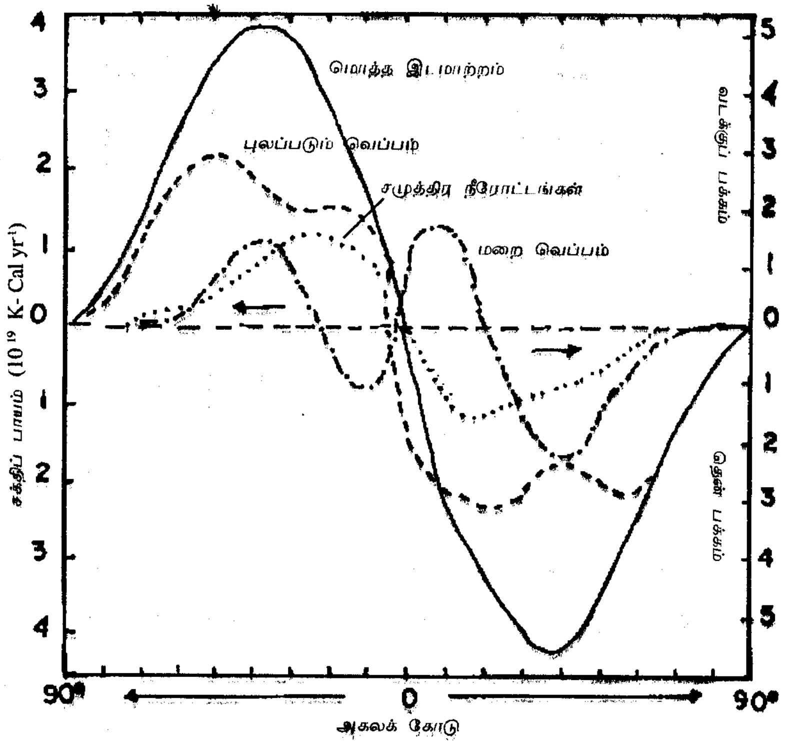
சமுத்திரங்களின் மேலான வளிமண்டலம் பெறும் நீரினளவு	$424 \times 10^{12} m^3$
சமுத்திரங்களின் மேலான வளிமண்டலம் வெளிவிடும் நீரினளவு	$385 \times 10^{12} m^3$
நிலத்தின் மேலிருந்து வளிமண்டலம் பெறுவது	$71.4 \times 10^{12} m^3$
நிலத்தின் மேலிருந்து வளிமண்டலம் வெளிவிடுவது	$111.1 \times 10^{12} m^3$

அட்டவணை 5.3 : புவிமேற்பரப்பின் நீர்ச்சமநிலை
(Baumgartner and Reichel, 1975)

	நீரின் அளவு($10^3 km^3$)			படிவுவீழ்ச்சி வீதம் (%)	
	P	E	R	E	R
ஐரோப்பா	6.6	3.8	2.8	57	43
ஆசியா	30.7	18.5	12.2	60	40
ஆபிரிக்கா	20.7	17.3	3.4	84	16
அவுஸ்திரேலியா	3.4	3.2	0.2	94	6
வட அமெரிக்கா	15.6	9.7	5.9	62	38
தென் அமெரிக்கா	28.0	16.9	11.1	60	40
அன்ரார்ட்டிக்கா	2.4	0.4	2.0	17	83
ஆக்டிக் சமுத்திரம்	0.8	0.4	0.4	55	45
அத்திலாந்திக் சமுத்திரம்	74.6	111.1	-36.5	149	-49
இந்து சமுத்திரம்	81.0	100.5	-19.5	124	-24
பசுபிக் சமுத்திரம்	228.5	212.6	15.9	93	7
முழு நிலப் பகுதி	111.1	71.4	39.7	64	36
முழுச் சமுத்திரப்பகுதி	385.0	424.7	-39.7	110	-10

வளிமண்டலச் சுற்றோட்டத்தில் வெப்பச் சக்தியின் பரம்பலில் நீராவியின் இத்தகைய இடமாற்றம் மிக முக்கியமானது. வெப்பச் சக்திப் பரிமாற்றத்தை மேற்கொள்ளும் ஒரு சாதனமாகவும் நீராவி விளங்குகின்றது. இடை அகலக் கோடுகளில் ($30^0 - 65^0$) முனைவு நோக்கிய தேறிய இடமாற்றம் நிகழ்கிறது. இவ் வெப்ப இடமாற்றம் தென் கோளங்களில் மிக அதிகமாக இருப்பதற்கு அங்கு காணப்படும் சமுத்திர மேற்பரப்புக்களின் அதிக விகிதாசாரமே காரணமாகும். குத்தகலக் கோட்டு மறைவெப்ப இடமாற்றம் மத்திய கோட்டுப் பக்கமாக சமுத்திர மேற்பரப்புக்களுக்கு மேலாக வியாபாரக் காற்றுக்கள் வீசும் 30^0வ.- 30^0 தெ. அகலக் கோடுகளுக்கிடையிலேயே இடம்பெறுகின்றது. **வரைபடம் 5.15**

வரைபடம் 5.15: புவி - வளிமண்டல ஒழுங்கில் முனைவுப் பக்க சக்தி இடமாற்றத்தின் சராசரி வருடாந்தப் பரம்பல்



உசாத்துணைகள்

1. Atkinson, B.W. (1972): **The Atmosphere.** In Brown, D.Q. (ed.), A Concise Physical Geography. Hulton Educational Publications, London.
2. Ayoade, J.O. (1985): **Introduction to Climatology For the Tropics**. John Wiley & Sons, New York.
3. Barrett, E.C (1974): **Climatology from Satellites**. Methuen, London.
4. Barry, R.G. (1969): **The world hydrological cycle**. In Chorley, R.J. (editor), water, earth and man. Methuen, London.
5. Barry, R. G. and Chorley, R. J. (1982): **Atmosphere, Weather and Climate**. Methuen, London.
6. Barry, R. G. (1967): **Models in Meteorology and Climatology**. In Chorley, R.J. and Haggett, P. (eds), Models in Geography. Methuen, London.
7. Battan, L. J. (1984): **Fundamentals of Meteorology**. Prentice-Hall, London.
8. Budyko, M.J. (1956): **The heat balance of the earth's surface.** Translated by N.I. Stepanova. Washington: US Weather bureau.
9. Campbell, I.M. (1977): **Energy and the Atmosphere**. John Wiley, London.
10. Chandler, T.J. (1981): **Modern Meteorology and Climatology**. Nelson, Walton-on-themes.
11. Clark, S.P. (1971): **Structure of the Earth**. Prentice-Hall, Englewood cliffs.
12. Critchfield, H.J. (1974): **General Climatology**. Prentice-Hall Inc., New Jersey.
13. Crowe, P.R. (1971): **Concepts in Climatology**. London:longman.
14. Day, J.A. and Sternes, G.L. (1970): **Climate and Weather**. Addison-Wesley, Reading, Mass.USA.
15. Derek M. Elson (1995): **Atmospheric Pollution. A Global Problem.** Second Edition. BlackWell, USA.

16. Fleagle, R.G. and Businger, J.A. (1963): **An Introduction to atmospheric physics,** New York: Academic Press.

17. Flohn, H. (1969): **Climate and weather**. London: Weidenfeld and Nicolson.

18. Fotheringham, R.R. (1979): **The Earth's Atmosphere Viewed from Space.** University of Dundee, Dundee.

19. Gaskell, T.F. (1967): **The Earth's Mantle**. Academic Press.

20. Gates, D.M. (1962): **Energy Exchange in the Biosphere**. Harper & Row, New York.

21. Hobbs, J.E. (1980): **Applied Climatology: A study of Atmospheric Resources.** Damson, Folkestone.

22. Kondratyev, K.V.A. (1962): **Meteorological investigations by means of rockets and satellites**. Leningrad: Gidrometeoizdat.

23. Landsberg, H.E. (1966): **Physical Climatology**. Gray Printing Co., Pennsylvania.

24. Lockwood, J.G. (1974): **World Climatology, an Environmental Approach**. Arnold, London.

25. Mason, B.J. (1975): **Clouds, Rain and Rainmaking**. Cambridge University Press, Cambridge.

26. Mather, J.R. (1974): **Climatology: Fundamentals and Applications**. McGraw-Hill, New York.

27. McIlveen, J.F.R. (1986): **Basic Meteorology, A Physical Outline**. Van Nostrand Reinhold (UK), Wokingham.

28. McIntosh, D.H. and Thom, A.S. (1972): **Essentials of Meteorology.** Wykeham Publications, London.

29. Monteith, J.L. (1959): **The reflection of shortwave radiation by vegetation.** Quarterly Journal Royal Meteorological Society. 85, 386.

30. Neiburger, M., Edinger, J.G. and Bonner, W.D. (1982) : **Understanding our Atmospheric Environment**. W.H. Freeman, San Francisco.

31. Nieuwolt, S. (1977): **Tropical climatology**. John Wiley, London.

32. Petterssen, S. (1969): **Introduction to Meteorology**. (3 rd edn.) McGraw-Hill, New York.

33. Riehl, H. (1965): **Introduction to the atmosphere**. New York: McGraw-Hill.

34. Riley, D. and Spolton, L. (1974): **World Weather and Climate.** Cambridge University Press. Cambridge.

35. Robinson, N. (1966): **Solar radiation**. Elsevier Publishing Co. Amsterdam.

36. Sarker, R.P. (1966): **A dynamical model of orographic rainfall.** Monthly weather Review, 94, 24.

37. Sellers, W.D. (1965): **Physical Climatology**. University of Chicago press, Chicago.

38. Smith, K. (1975): **Principles of Applied Climatology**. McGraw-Hill, New York.

39. Strahler, A. & Strahler, A. (1994): **Introducing Physical Geography.** John Wiley & Sons, Inc., New York.

40. Swinbank, W.C. (1963): **Long-range radiation from Clear Skies.** Quarterly Journal Royal Meteorological Society, 89, 339.

41. Vonder Haar, T.H. and Suomi, U.E. (1971): **Measurements of the earth's radiation budget from satellites during a five-year period**. Part I: Extended time and space means. Journal Atmospheric Science. 28, 305.

42. White, I.D., Mottershead, D.N. and Harrison, S.J. (1993): **Environmental Systems.** An Introductory text. Second Edition. Chapman & Hall, London.

43. W.M.O. (1971): **Guide to Meteorological instruments and observing practices.** W.M.O, Geneva.

திரு. எஸ். அன்ரனி நோபேட், கொழும்புப் பல்கலைக்கழகத்தின் புவியியல் விரிவுரையாளர். மார்கா நிறுவகத்தின் சர்வதேச ஆய்வுப் பிரிவில் பல ஆண்டுகள் ஆய்வு அதிகாரியாகப் பணி புரிந்தவர். இலங்கை அபிவிருத்தி நிர்வாக நிறுவகத்தில் (SLIDA) வளத்திட்டமிடல், சூழல் முகாமைத்துவம், புள்ளிவிபரவியற் பிரயோகங்கள் போன்ற விடயங்களில் அதிதி விரிவுரையாளராகப் பணிபுரிந்து அனுபவம் பெற்றவர்.

காவலூர் புனித அந்தோனியார் கல்லூரி, யாழ். இந்துக் கல்லூரி ஆகியவற்றில் ஆரம்பக் கல்வியைப் பெற்று, பேராதனைப் பல்கலைக்கழகத்தில் புவியியலில் சிறப்புப் பட்டம் பெற்றதுடன், சென்னைப் பல்கலைக்கழகத்தில் புவியியல் துறையில் பட்டப்பின்படிப்பை மேற்கொண்டு பிரயோகப் புவியியலில் (M. Sc., M.Phil) இரு முதுநிலைப் பட்டங்களைப் பெற்று முதல் வகுப்பிற் தேர்ச்சி பெற்றவர்.

இவரது பல ஆங்கில ஆய்வுக் கட்டுரைகள் Economic Review (Peopie's Bank, Sri Lanka), Deccan Geographer (Pune), Geography Teacher, Indian Journal of Regional Science (West Bengal). Geographica Medica (Hungary), Journal of Asian Studies (Calcutta), Indian Cartographer (Mysore), Journal of the Madras University ஆகிய சஞ்சிகைகளில் வெளிவந்துள்ளன. தமிழில் இவரது பல புவியியல் ஆய்வுக் கட்டுரைகள் தஞ்சாவூர் பல்கலைக்கழகத் தமிழ் கலைக் களஞ்சியத்திலும், "தமிழ் கலை" சஞ்சிகையிலும் வெளிவந்துள்ளன.

இவற்றுடன் ஐ.நா. அபிவிருத்திச் செயற்றிட்டம் (UNDP), போர்ட் நிறுவனம் (Ford Foundation), ஆசிய அபிவிருத்தி வங்கி (ADB) என்பவற்றின் அனுசரணையுடன் மார்கா நிறுவகம் மேற்கொண்ட தென்னாசியப் பிராந்தியச் சுற்றாடல், சுற்றுலா முகாமைத்துவம், கைத்தொழில் அபிவிருத்திக்கான பிராந்திய ஒத்துழைப்புப் போன்ற பல்வேறு ஆராய்ச்சிச் செயற்றிட்டங்களிற் பங்களிப்புச் செய்து அனுபவம் பெற்றவர். இவை தொடர்பாகக் கராச்சி, ஹைதராபாத் ஆகிய இடங்களில் நடைபெற்ற கருத்தரங்குகளிலும் கலந்து கொண்டவர்.

பல் வகைப்பட்ட உயர் கல்வித் தகுதிகளையும், நுண்மாண் நுழைபுலம் மிக்க புவியியல் ஆராய்ச்சிப் படைப்புக்களையும், பத்துக்கும் மேற்பட்ட மொழி பெயர்ப்பு நூல்களையும் பதிப்பித்த அனுபவத்தையும் தன்னகத்தே கொண்டிருக்கும் திரு. அன்ரனி, "மார்க்கம்" சமூக, பொருளியல், பண்பாட்டு ஆய்வுச் சஞ்சிகையின் ஆசிரியராகவும் விளங்கி வருகிறார். எனது நோக்கில், இளந்தலைமுறை விரிவுரையாளர் சமூகத்தில் நம்பிக்கை நட்சத்திரமாக மிளிர்பவர். அவர்களுக்கு முன்னோடியாகவும் , முன் மாதிரியாகவும் திகழ்ந்து வருபவர்.

பேராசிரியர் சோ. சந்திரசேகரன்
சமூக விஞ்ஞானக் கல்வித் துறை
கொழும்புப் பல்கலைக்கழகம்.

Climatology: Atmospheric Structure and the Process

S. Antony Norbert B. A. (Hons); M.Sc; M.Phil.
Department of Geography , University of Colombo, Colombo - 03.

ISBN 955 - 96132 - 1 - 9

PRINTED BY UNIE ARTS (PVT) LTD.