

MEDEDEELINGEN
EN
VERHANDELINGEN

45

Dr. C. Braak. Over de oorzaken
van de tijdelijke en plaatselijke
verschillen in den neerslag

Dr. C. Braak. Über die Ursachen
der zeitlichen und örtlichen
Unterschiede des Niederschlags

OVER DE OORZAKEN VAN DE TIJDELIJKE
EN PLAATSELIJKE VERSCHILLEN IN DEN
NEERSLAG

ÜBER DIE URSACHEN DER ZEITLICHEN UND
ÖRTLICHEN UNTERSCHIEDE DES NIEDER-
SCHLAGS

INHOUD

	Blz.
INLEIDING	7
DAGELIJSCHЕ GANG VAN DEN REGEN.	7
Landstations	7
Dagelijksche gang op zee	14
Dagelijksche gang in de kuststreken.	17
Nacht- en dagmaxima in het algemeen. Nachtmaxima buiten de kuststreken.	21
Namiddagmaxima	25
Minima	30
BIJZONDERE GEVALLEN VAN TEMPERATUUR- EN WINDEFFECTEN	31
Temperatuurinvloed	31
Windstuwing	33

INHALT

	Seite
EINLEITUNG	36
TÄGLICHER GANG DES REGENFALLS	36
Landstationen	36
Täglicher Gang auf dem Meere	39
Täglicher Gang in den Küstengebieten	42
Nacht- und Tagmaxima im allgemeinen. Nachtmaxima außerhalb der Küstengegenden.	45
Nachmittagmaxima	48
Minima	52
BESONDERE FÄLLE VON TEMPERATUR- UND WINDWIRKUNGEN	53
Temperatureinfluß	53
Gezwungene Aufsteigung des Windes	55

OVER DE OORZAKEN VAN DE TIJDELIJKE EN PLAATSELIJKE VERSCHILLEN IN DEN NEERSLAG

I. INLEIDING

Bij de bewerking van klimatologische gegevens komt men telkens weer merkwaardige gevallen tegen van opmerkelijke locale verschillen, die zich vertoonen in den dagelijkschen en jaarlijkschen gang en ook in de absolute waarden van den gemiddelden regenval. Deze verschillen zijn niet alleen van belang bij de klimaatsbeschrijving, maar geven tevens een inzicht in de oorzaken, die op den regenval van invloed zijn. Met opzet wordt hier gesproken van regenval en niet van neerslag, omdat de bedoelde verschijnselen het best zijn waar te nemen in de warme gewesten. Op hogere breedten met hun vele storingen en veel sterker wisselende weersgesteldheid komen die eigenaardigheden veel minder tot hun recht, omdat de gemiddelde cijfers zijn verkregen uit gevallen met veel sterker uiteenlopende omstandigheden wat drukverdeeling, windrichting en temperatuur betreft. De kennis van de tropische gevallen kan er toe bijdragen om de zwakke analogieën in de gematigde gewesten te onderkennen en te verstaan. De verschijnselen in de tropen hebben door hun homogeniteit min of meer het karakter van experimenten, waarbij storende werkingen worden uitgesloten, en kunnen daarom in belangrijke mate bijdragen om ons inzicht te verhelderen.

De gevallen, waarover hieronder sprake zal zijn, zijn niet nieuw en reeds elders beschreven, maar het scheen mij nuttig toe ze hier in een kort bestek samen te vatten. Bij voorkeur zijn Nederlandsch-Indische en Nederlandsche voorbeelden gekozen, omdat de schrijver daarmede meer vertrouwd is dan met de buitenlandsche, vooral wat betreft de plaatselijke gesteldheid, die zulk een grooten invloed heeft.

DAGELIJSCH GAN VAN DEN REGEN

2. *Landstations*

Het is een bekend feit, dat op een berghelling overdag door de zonne-warmte opstijgende luchtbeweging en condensatie van waterdamp plaats vindt en 's nachts oplossing van de wolken door het tegengestelde proces, maar vooral op een beschut tropisch station als Buitenzorg (in West-Java, aan den noordvoet van het gebergte, op 250 m hoogte) kan men waarnemen, wat dit effect voor het klimaat eener plaats kan beteekenen. In

Juli—September, wanneer Buitenzorg aan den luwen kant van het gebergte is gelegen, valt hier gemiddeld maandelijks tusschen 5 en 6 uur in den namiddag 60.5 mm regen tegen 0.1 mm in den morgen van 8—9, 9—10 en 10—11 uur ¹⁾. De uursommen per maand vindt men vermeld in tabel I en in fig. 1 in teekening gebracht. De genoemde morgenuren zijn practisch regenloos en van 16—19 uur valt per maand evenveel regen als in totaal te De Bilt in September en October te zamen. Men ziet hier wat een enkel effect kan uitwerken, wanneer het zich dag aan dag ongestoord kan ontwikkelen.

Een ander voorbeeld van denzelfden aard levert Rogodjampi, dat in Oost-Java op 89 m hoogte ten ZO. van het Idjen-gebergte in de oostkustvlakte van Banjoewangi is gelegen. In den westmoesson (Januari—Februari) ligt het door den Idjen tegen den wind beschut en de regenverdeeling over den dag is met die van Buitenzorg te vergelijken, met een maximum van 47.4 mm van 16—17 uur en een minimum van 0.2 mm van 8—9 uur (zie tabel I). Rogodjampi ligt slechts 7.5 km van de zee verwijderd, waar de regenverdeeling een geheel andere is, maar de zeeinvloed wordt door den aflandigen moessonwind vrijwel geheel uitgeschakeld.

Een nog typischer voorbeeld van een hellingstation is Tosari, dat in Oost-Java op 1735 m hoogte op de NNW. helling van het Tengger-gebergte is gelegen. Het wordt door den vulkaan tegen den ZO.moesson beschut en van den westmoesson ondervindt het weinig invloed, doordat deze in dit gedeelte van Java vrijwel evenwijdig aan de kust waait en de Ardjoeno en andere vulkanen ten westen den wind tegenhouden. Bergen dalwinden treden met groote regelmatigheid op. De dagelijksche gang van den regen vertoont het geheele jaar een sterk maximum in den namiddag en een ongeveer 100 maal kleiner minimum in den morgen.

De regen, die in de genoemde maanden te Buitenzorg en Rogodjampi valt, is voornamelijk van buien afkomstig, die zich op de hoogere hellingen van den berg hebben gevormd en in de richting van de vlakte zijn afgedreven. Tosari ligt in de zône, waar de regenwolken ontstaan, en in overeenstemming met het verschil in ligging valt het namiddagmaximum te Tosari 2 uur vroeger dan te Rogodjampi en 3 uur voor dat van Buitenzorg (fig. 1) ²⁾.

¹⁾ Verhandelingen N°. 8. Kon. Magn. en Meteor. Observatorium te Batavia. Het klimaat van Ned.-Indië. Voor zoover niet anders wordt vermeld, zijn ook de andere gegevens der Indische stations aan Verhandelingen N°. 8 ontleend.

²⁾ In fig. 1—5 zijn maand- en jaargemiddelden per uur voorgesteld, behalve in fig. 2, IV en V, fig. 3, V en VI en fig. 5, IV.

TABEL I

Dagelijksche gang van den regenval*Ursommen per maand en per jaar, in mm***Täglicher Gang des Regenfalls***Stundensummen monatlich und jährlich, in mm*

	Buitenzorg 1905—1918		Rogodjampi 1912—1918		Tosari 1912—1918			Modjo- warno 1905—'15
	Jan.— Febr.	Juli— Sept.	Jan.— Febr.	Juli— Sept.	Mrt., Apr., Oct., Nov.	Juli— Sept.	Jaar Jahr	Jaar Jahr
0—1	7.6	3.0	1.2	6.1	0.7	0.0	8	26
1—2	6.4	0.8	1.4	6.1	0.8	0.0	9	21
2—3	9.8	0.4	0.5	7.6	0.5	0.0	6	12
3—4	10.0	0.2	1.5	5.3	0.3	0.0	5	6
4—5	7.6	0.4	0.8	8.4	0.6	0.0	6	3
5—6	8.3	0.5	0.5	11.0	0.5	0.0	8	2
6—7	6.0	0.2	0.5	8.4	0.6	0.3	9	5
7—8	5.9	0.2	0.4	8.3	0.2	0.2	5	2
8—9	4.9	0.1	0.2	5.6	0.2	0.2	4	3
9—10	5.2	0.1	2.0	5.2	1.0	0.7	11	4
10—11	4.9	0.1	2.6	3.3	5.3	0.2	30	11
11—12	10.3	1.7	3.8	1.4	7.7	0.7	76	38
12—13	23.9	2.5	24.8	0.4	19.2	0.9	158	98
13—14	40.6	8.0	30.9	1.9	35.6	1.5	297	156
14—15	53.7	13.9	45.3	2.7	33.5	3.0	364	199
15—16	53.4	21.7	37.5	1.8	25.8	6.5	307	287
16—17	51.7	41.1	47.4	3.1	19.3	13.9	271	244
17—18	38.1	60.5	30.8	2.5	11.1	2.9	174	202
18—19	23.4	46.2	13.4	3.5	6.4	1.4	92	165
19—20	15.2	32.4	9.5	3.5	5.1	0.6	73	112
20—21	10.1	19.0	4.2	3.9	3.6	0.1	44	78
21—22	10.7	9.7	5.4	3.6	1.4	0.3	25	44
22—23	9.2	7.4	4.8	5.9	1.2	0.7	26	33
23—24	8.7	4.2	1.9	7.0	0.9	0.2	12	27
Som .	425.6	274.3	271.3	116.5	181.5	34.3	2020	1778

TABEL I (Vervolg. *Fortsetzung*)

	Ban- doeng 1912-'18	Fort de Kock 1913-'18	Kalibagor 1906-'18	Sawahana 1905-'15 1917-'18	Wedi 1905-'17	Nijmegen 1912-'29	Padang 1904-'18	Batavia 1879-1923
	Jaar <i>Jahr</i>	Jaar <i>Jahr</i>	Jaar <i>Jahr</i>	Jaar <i>Jahr</i>	Jaar <i>Jahr</i>	Juni— Aug.	Jaar <i>Jahr</i>	Jan.— Febr.
0-1	32	75	91	57	37	2.4	186	17.7
1-2	27	63	67	47	31	2.2	193	17.1
2-3	21	55	58	38	33	2.0	168	15.6
3-4	18	44	42	24	22	2.1	155	17.1
4-5	20	30	42	23	20	2.5	162	17.2
5-6	10	30	30	17	13	2.4	121	15.9
6-7	12	29	20	18	13	2.6	119	13.2
7-8	11	24	24	13	10	2.4	104	11.8
8-9	9	24	18	16	13	2.3	92	10.2
9-10	8	17	12	15	7	2.4	72	9.1
10-11	11	23	22	16	12	2.9	77	9.4
11-12	27	48	29	25	29	2.6	68	10.2
12-13	72	90	61	51	59	3.0	65	10.3
13-14	173	137	121	102	125	3.4	99	11.0
14-15	189	181	304	196	210	3.9	184	12.7
15-16	247	246	384	247	243	3.3	262	12.2
16-17	206	224	333	258	223	3.3	283	14.3
17-18	259	207	298	270	237	3.0	406	13.0
18-19	177	191	234	217	163	5.3	404	12.5
19-20	133	166	227	185	132	3.0	361	11.1
20-21	82	126	162	148	110	2.6	277	11.0
21-22	57	122	153	123	81	2.3	237	13.0
22-23	60	99	137	92	76	2.2	213	15.3
23-24	46	78	108	78	74	2.3	195	15.6
Som	1907	2329	2977	2276	1973	66.4	4503	317.2

TABEL I (Vervolg. Fortsetzung)

	Batavia 1879— 1923	Menado 1912—'18	Manokwari 1914—1918		Rotterdam 1898—1929	De Bilt 1899—1929	Gamblok Selong 1913—1918	
	Juli— Sept.	Jan.— Febr.	Jan.— Febr.	Juli— Sept.	Juni— Aug.	Juni— Aug.	Jan.— Febr.	Juli— Sept.
0—1	2.2	22.6	6.5	4.0	2.6	2.8	12.1	3.0
1—2	2.2	20.2	5.1	3.2	2.6	2.8	12.6	1.6
2—3	1.8	21.3	7.3	7.1	3.2	2.5	12.0	0.4
3—4	1.4	19.6	6.9	9.7	3.1	3.1	11.4	0.3
4—5	1.4	21.4	4.5	13.3	3.0	3.0	14.1	0.7
5—6	0.9	10.6	3.4	5.6	2.9	3.4	13.6	1.0
6—7	0.8	11.3	6.8	7.9	2.8	2.7	14.9	0.5
7—8	1.4	12.1	5.9	9.0	3.0	2.7	14.9	0.1
8—9	1.0	7.3	6.7	6.4	3.0	2.8	20.4	0.1
9—10	0.6	11.0	5.1	13.5	2.6	2.8	11.1	0.3
10—11	0.6	16.7	7.3	9.8	2.5	2.8	17.5	1.5
11—12	0.9	22.4	9.9	5.1	2.3	2.9	19.7	5.7
12—13	2.6	24.7	5.6	5.7	2.7	2.8	39.0	8.5
13—14	3.2	22.9	8.1	4.3	2.6	2.9	57.0	10.5
14—15	4.4	32.3	11.1	6.0	2.9	3.5	71.4	17.4
15—16	3.1	21.6	16.6	4.1	2.3	2.9	55.1	17.9
16—17	5.3	10.4	33.7	5.5	2.2	3.5	51.9	16.7
17—18	4.7	10.8	40.4	3.4	2.4	3.1	27.5	14.6
18—19	5.3	11.9	18.6	2.5	2.8	4.3	22.4	9.3
19—20	5.0	21.9	13.9	3.1	2.3	3.9	13.1	9.5
20—21	4.0	14.5	13.4	3.0	2.4	3.5	9.7	9.5
21—22	3.3	18.4	16.5	4.0	2.2	2.9	6.3	3.7
22—23	3.6	13.4	7.2	2.7	2.5	2.5	10.0	2.1
23—24	2.1	14.2	8.3	4.3	2.7	2.6	11.4	2.9
Som	61.8	413.5	268.8	143.2	63.6	72.7	549.1	137.8

TABEL I (Vervolg. *Fortsetzung*)

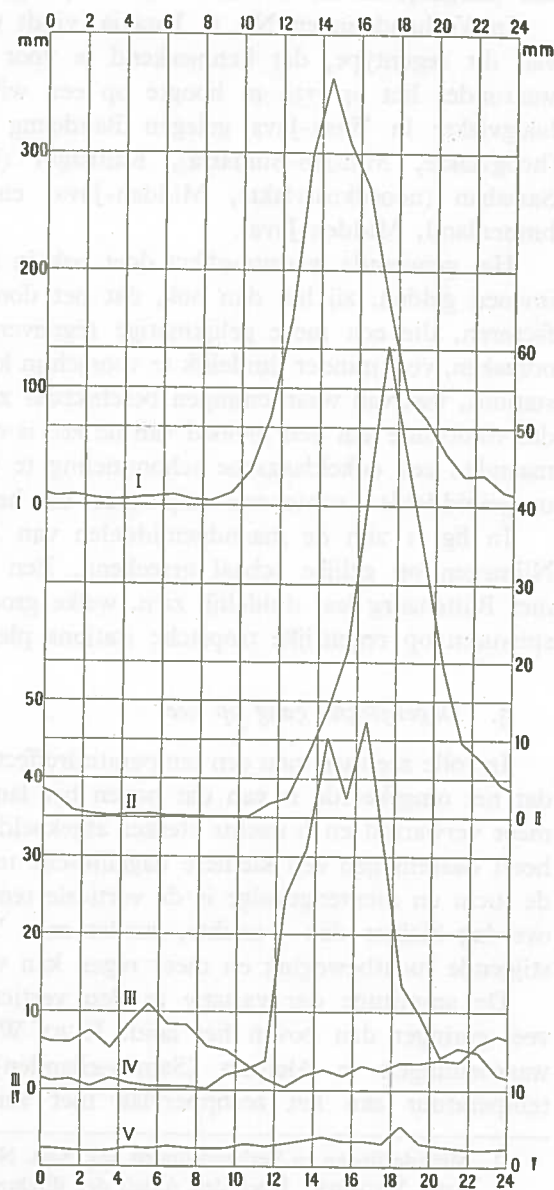
	Bangelan 1905-'18	Kalisat 1912-'18	Kajoemas 1913-'18	Medan 1909-1918		Peka- longan 1912-'18	Ambon 1905-'18	Discovery Oostbank 1920-'24
	Juli- Sept.	Mrt., Apr., Oct., Nov.	Mrt., Apr., Oct., Nov.	Jan.- Febr.	Juli- Sept.	Mrt., Apr., Oct., Nov.	Juli- Sept.	Jaar Jahr
0-1	0.6	0.9	0.8	4.8	5.1	7.5	20.8	29
1-2	0.8	1.4	1.2	6.2	3.6	5.7	20.9	39
2-3	1.0	1.7	1.1	7.8	5.8	5.6	16.3	55
3-4	1.1	0.9	1.0	3.6	4.4	5.4	20.6	74
4-5	1.4	1.2	1.0	3.4	2.6	1.8	21.9	78
5-6	0.6	0.7	0.7	4.1	2.4	3.7	22.8	94
6-7	0.9	0.7	0.4	3.2	2.0	4.8	19.1	116
7-8	0.5	0.6	0.5	2.7	2.3	1.4	16.3	82
8-9	0.1	0.4	0.6	2.3	1.9	2.5	19.8	99
9-10	0.2	1.3	0.9	1.8	1.4	1.8	19.9	95
10-11	0.1	4.9	7.9	1.4	0.5	3.0	20.2	98
11-12	0.2	11.6	21.9	3.8	1.2	0.6	17.6	102
12-13	1.1	14.1	50.9	6.3	1.4	0.6	16.5	100
13-14	5.0	16.5	46.5	8.3	3.2	8.2	16.6	67
14-15	7.3	22.2	39.2	10.1	4.5	6.5	12.9	63
15-16	13.7	14.4	24.7	3.1	10.3	6.0	10.5	61
16-17	11.0	10.7	12.8	3.3	19.9	7.3	12.0	23
17-18	3.7	9.1	9.3	3.7	19.8	10.6	13.8	46
18-19	1.4	6.0	6.0	5.6	22.0	10.0	13.4	18
19-20	1.6	4.2	1.6	4.0	13.4	13.6	14.8	10
20-21	0.7	3.4	1.7	2.7	17.2	15.2	13.7	35
21-22	0.4	3.1	1.6	7.6	14.9	11.9	16.3	25
22-23	0.5	1.1	1.0	9.8	15.1	9.7	17.9	22
23-24	0.5	0.9	0.8	6.2	5.6	11.7	21.1	34
Som	54.4	132.0	234.1	115.8	180.5	155.1	415.7	1465

Tal van andere gevallen kunnen worden genoemd van plaatsen met een sterk uitgesproken dagelijkschen gang van den regen. Hieronder zijn er, die minder onder den invloed van het gebergte staan dan de bovengenoemde. Voor de opstijgende lucht-beweging langs de berg-hellingen komen dan in de plaats de iets minder werk-zame en minder massale ver-ticale convectiestroomen bo-ven de verwarmde vlakte. Over het algemeen is de da-gelijksche gang dan minder sterk, maar men treft de ka-rakteristieke enkeldaagsche schommeling overal in Ned.-Indië aan zoowel in het laag-land als op de hoogvlakten, voor zoover de zee of op-stuwning door den wind niet storend optreden.

Een typisch voorbeeld le-vert Modjowarno, op 50 m boven zee gelegen in het binnenland van Oost-Java. Het ligt in den oostmoesson aan de luwe zijde van het Ardjoeno- en Andjasmoro-

Fig. 1.
Dagelijksche gang van den regen-
val. Maand- en jaargemiddelden
per uur

Täglicher Gang des Regenfalls. Mo-nats- und Jahresmittel pro Stunde
I = Tosari (jaar, *Jahr*), II =
Buitenzorg (Juli—Sept.), III =
Rogodjampi (Juli—Sept.), IV =
Rogodjampi (Jan.—Febr.), V =
Nijmegen (Juni—Aug.)



gebergte en tegen den westmoesson beschut door de lagere heuvelruggen van Midden-Java. De dagelijksche gang heeft hetzelfde karakter in alle jaargetijden. In de tabel zijn de jaargemiddelden opgenomen.

In Verhandelingen N°. 8, Batavia, vindt men nog meer voorbeelden van dit regentype, dat kenmerkend is voor het tropische binnenland, waaronder het op 730 m hoogte op een wijde door bergen ingesloten hoogvlakte in West-Java gelegen Bandoeng en verder Fort de Kock (hoogvlakte, Midden-Sumatra), Kalibagor (Serajoe-dal, Midden-Java), Sawahan (noordkustvlakte, Midden-Java) en Wedi (laagvlakte in het binnenland, Midden-Java).

Het genoemde warmte-effect doet ook in de gematigde gewesten zijn invloed gelden, zij het dan ook, dat het door het optreden van andere factoren, die een meer gelijkmatige regenverdeeling over den dag veroorzaken, veel minder duidelijk te voorschijn komt. Van de Nederlandsche stations, waarvan waarnemingen beschikbaar zijn, is Nijmegen het eenige, dat voldoende aan den invloed van de zee is onttrokken om in de zomermaanden een enkeldaagsche schommeling te vertoonen ¹⁾. Het maximale uurgemiddelde is echter nauwelijks meer dan het dubbele van het minimum.

In fig. 1 zijn de maandgemiddelen van Buitenzorg, Rogodjampi en Nijmegen op gelijke schaal geteekend. Een vergelijking van Nijmegen met Buitenzorg laat duidelijk zien, welke groote hoeveelheden tijdens de spitsuren op regenrijke tropische stations plegen te vallen.

3. *Dagelijksche gang op zee*

In volle zee mag men een temperatuureffect op den regenval verwachten, dat het omgekeerde is van dat boven het land. Het land wordt overdag meer verwarmd en 's nachts sterker afgekoeld dan de lucht, het zeewater heeft daarentegen een kleinere dagelijksche temperatuurschommeling dan de lucht en dientengevolge is de verticale temperatuurgradiënt boven zee overdag kleiner dan 's nachts, zoodat men 's nachts een versterkte opstijgende luchtbeweging en meer regen kan verwachten.

De amplitude der variatie in den verticalen temperatuurgradiënt is veel geringer dan boven het land. KURT WEGENER ²⁾ heeft uit vliegerwaarnemingen te Aleipata (Samoa-eilanden) afgeleid, dat, terwijl de temperatuur aan het zeeoppervlak niet van beteekenis verandert, de

¹⁾ Mededeelingen en Verhandelingen 34a. Kon. Ned. Meteor. Instituut (1939), p. 8.

²⁾ KURT WEGENER. Über den Anteil der direkten Strahlung an der Temperatur-

temperatuur op 1000 m hoogte van 7—8 uur tot 15—16 uur ongeveer 0.5° stijgt. Op een zeereis van Batavia naar Ambon in September 1912 is door schrijver dezes hetzelfde verschijnsel waargenomen: de morgen-temperaturen, met inbegrip van die van den middag, waren lager dan die in den namiddag. Het verschil nam van het zeeoppervlak met de hoogte toe en scheen op 600 tot 1000 m een maximum te bereiken ²⁾. Het verschil was daar ongeveer 0.5° grooter dan op zeeniveau. Er kon worden vastgesteld, dat de verticale temperatuurverdeling in de benedenste hectometers ongeveer adiabatisch was en dat de grens van den adiabatischen gradiënt 's morgens hoger lag dan in den namiddag.

Omtrent den dagelijkschen gang van den regen in volle zee zijn slechts weinig gegevens beschikbaar. Wat den *regenval* betreft, kunnen de waarnemingen van de SNELLIUS-expeditie ³⁾ worden vermeld. De regenval, in percenten van de dagsom, gemiddeld over alle waarnemingen, die in den Indischen Archipel op meer dan 100 km uit de kust zijn verricht, was als volgt (zie fig. 6).

Regenval in percenten

	Uren					
	23—1	1—3	3—5	5—7	7—9	9—11
Percentage .	1.4	2.3	10.3	27.2	9.0	18.7
	Uren					
	11—13	13—15	15—17	17—19	19—21	21—23
Percentage .	7.4	2.3	14.2	0.8	3.1	3.3

Verder kunnen de onderstaande gegevens worden vermeld omtrent den *regenduur*.

periode der Luft in niedrigen und mittleren Höhen der Atmosphäre. Nachrichten der K. Ges. d. Wiss. zu Göttingen, (1911).

²⁾ Dr. C. BRAAK. Die tägliche Temperaturschwankung der Luft in verschiedenen Höhen über dem tropischen Meere. Beitr. z. Phys. d. freien Atm., Bd. VI, p. 145. Zie ook: Verhandelingen N^o. 3. Kon. Magn. en Meteor. Observatorium, Batavia, (1915).

³⁾ The SNELLIUS-expedition. Vol. III. Meteorological observations. By Dr. S. W. VISSER. Leiden, (1936), p. 37.

1. Waarnemingen aan boord van het lichtschip Noord-Hinder, duur in uren (3-maandsommen over 50 jaar) voor wachten van 4 uur. ¹⁾
2. Regenwaarschijnlijkheid op den Indischen Oceaan op 10°—20° Z.B. en 80°—90° O.L. ²⁾
3. Regenwaarschijnlijkheid op den Atlantischen Oceaan op 35°—40° N.B. en 20°—30° W.L. ³⁾

Van de Nederlandsche lichtschepen is Noord-Hinder gekozen, omdat het op den grootsten afstand (46 km) van de kust ligt. Het is echter mogelijk, dat hier zoowel als bij de SNELLIUS-waarnemingen nog een, zij het ook geringe, invloed merkbaar is van de land- en zeewindcirculatie. De hier gebruikte graadvakken van den Indischen en den Atlantischen Oceaan zijn zoo ver van het vasteland verwijderd, dat geen invloed daarvan is te vreezen.

Voor den Indischen Oceaan is het genoemde gebied het eenige, dat in de genoemde publicatie wordt behandeld. Voor den Atlantischen Oceaan is een keuze gedaan en is het gebied genomen, dat het verst van het land ligt.

	Waarnemingsuren					
	0—4	4—8	8—12	12—16	16—20	20—24
Noord-Hinder. Aantal regenuren:						
Juni—Aug., 1859—1908. . .	1209	1366	1001	934	1044	1086
Dec.—Febr., 1859—1908. . .	1565	1690	1551	1553	1641	1567
Indische Oceaan. Regenwaarschijnlijkheid, jaar	5.6	5.4	3.6	3.5	3.7	4.5
Atlantische Oceaan. Regenwaarschijnlijkheid, Juni—Aug. . .	3.6	3.7	2.6	2.1	2.1	3.4

De waarnemingen van Noord-Hinder geven duidelijk aan, dat de dagelijksche gang in den winter veel kleiner is dan in den zomer.

Een overeenkomstige regenverdeling geven de uitkomsten te zien van de waarnemingen, die aan boord van het onderzoekingsvaartuig „Meteor”

¹⁾ Meded. en Verh. 34a. Kon. Ned. Meteor. Instituut (1933), p. 11, ontleend aan Dr. J. P. VAN DER STOK. Das Klima des südöstlichen Teiles der Nordsee, umweit der Niederländischen Küste. Meded. en Verh. 13c. Kon. Ned. Meteor. Instituut, (1912), p. 263 en 298.

²⁾ P. H. GALLÉ. Klimatologie van den Indischen Oceaan. Climatology of the Indian Ocean. Meded. en Verh. 29c. Kon. Ned. Meteor. Instituut, (1930), p. 12.

³⁾ P. M. VAN RIEL. Regenwaarschijnlijkheid op den Atlantischen Oceaan gedurende de maand Juli. De Zee, (1926).



Fig. 2

Stapelwolken langs de kust, te 7 uur 's morgens
Haufenwolken längs der Küste, um 7 Uhr morgens

zijn verricht. De volgende cijfers zijn gemiddelden over het geheele onderzochte gebied van den Atlantischen Oceaan. ¹⁾

Aantal uren met neerslag, in percenten

Hoeveelheid per uur in mm	Uren					
	0—2	2—4	4—6	6—8	8—10	10—12
0.0	11	8	9	9	7	7
0.1—1.0	10	10	10	8	8	8
1.1—5.0	15	15	6	11	8	10
> 5.0	25	19	8	8	8	.
	Uren					
	12—14	14—16	16—18	18—20	20—22	22—24
0.0	7	6	8	7	12	9
0.1—1.0	8	6	6	8	9	9
1.1—5.0	6	6	5	3	5	10
> 5.0	.	8	.	.	9	25

Al deze uitkomsten zijn goed met elkaar in overeenstemming en ook met hetgeen op theoretische gronden mocht worden verwacht, namelijk, dat op zee de dagelijksche gang van den regen tegengesteld is aan dien van het warmte-effect op het land.

4. *Dagelijksche gang in de kuststreken*

Nabij de kust treedt een nieuwe factor op, namelijk het circulatieproces van land- en zeewind, waarvan de invloed sterker kan zijn dan het in de vorige paragraaf behandelde warmte-effect in volle zee.

De opstijgende luchtbeweging, die 's nachts boven zee plaats vindt, maakt zich, althans in de tropen, dikwijls kenbaar aan een lange rij van hooge stapelwolken, die men 's morgens vroeg boven de kustzee kan zien staan. Fig. 2 geeft het verschijnsel weer, gezien van den 3000 m hoogen Pangerango in West-Java. De cumuluswolken staan langs Java's noordkust, die zich op 80 à 90 km afstand bevindt. De bovengrens der heiigheid,

¹⁾ Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition auf dem Forschungs- und Vermessungsschiff „Meteor“ 1925—1927. Bd. XIV, (1938). Die meteorologischen Ergebnisse von E. KÜHLBRODT und J. REGER, p. 316.

waar ze bovenuit steken, ligt op ongeveer 2000 m hoogte. Op het land is de wolkenvorming in den opstijgenden tak van den kringloop vaak niet te onderscheiden van die tengevolge van het in § 2 vermelde warmte-effect.

Op kustplaatsen, gelegen op de grens van de twee systemen, met nanacht-regens boven de kustzee en namiddagregens boven het land, is in het geval, dat de algemeene luchtbeweging zwak en wisselend van richting is, in de regenverdeeling een mengsel van beide te verwachten. In dit geval verkeert bijv. Padang (aan de westkust van Sumatra), waar diengevolge het geheele jaar door zoowel 's nachts als overdag tamelijk veel regen valt. De sterke regenval in den avond is een aanwijzing, dat het landeffect van § 2 door de nabijheid van het hoge gebergte hier een belangrijke factor blijft.

Anders wordt de zaak, wanneer een standvastige en voldoende sterke moessonstrooming van of naar de kust waait. Is deze luchtstrooming aflagtig, dan wordt de zeewind geheel onderdrukt of zijn invloed wordt sterk verzwakt, zoodat op de kustplaatsen het landeffect blijft overwegen en de dagelijksche gang enkeldaagsch blijft, met een minimum in den morgen en een maximum in den namiddag. Dit is het geval te Batavia in den oostmoesson (Juli—September, fig. 5). Daarentegen heeft Batavia in den westmoesson (Januari—Februari, fig. 3), die een naar het land gerichte component bezit, twee maxima, één in den nanacht en één in den namiddag. Het nanachtmaximum is hier het hoofdmaximum. Te Menado (Januari—Februari, fig. 5) is het namiddagmaximum het grootste.

Ter verklaring van het nachtmaximum kan worden opgemerkt, dat de regenverdeeling, die in volle zee wordt aangetroffen, bij een van de zeezijde komende algemeene luchtstrooming niet zonder invloed kan blijven op den dagelijkschen gang in de kuststreken; in zekere mate wordt het zee-effect naar het land verplaatst. Men zal echter ook met andere factoren rekening moeten houden, die plaatselijk van overwegenden invloed kunnen zijn. Het nachtmaximum kan namelijk ook ontstaan, doordat de moesson opstuwt tegen den kouden landwind, of, indien de landwind wordt onderdrukt, door opstuwing tegen de nachtlucht, die zich in de benedenste lagen boven de kustvlakte bevindt. Indien het gebergte dicht bij de kust komt, zal de stuwing tegen den bergwind een nog sterker effect hebben. Dit is het geval op het reeds in § 2 genoemde station Rogodjampi in den oostmoesson (Juli—September, fig. 1).

Na het krachtig doorkomen van den zeewind ziet men op de kustplaatsen vaak de lucht opklaren. De stroom van koele zeelucht werkt

belemmerend op de warmteconvectie en op de wolken- en regenvorming. Te Batavia (Januari—Februari) komt het niet zoo ver, dat het namiddagmaximum verdwijnt, maar dit is wel het geval, waar de stroom van zeelucht bijzonder sterk is, zooals in Juli—September te Rogodjampi. De dagelijksche gang wordt hier enkeldaagsch met een maximum van 5—6 uur en een minimum van 12—13 uur. Een soortgelijke tegenstelling als te Rogodjampi tusschen den dagelijkschen gang in de beide seizoenen, die verband houdt met de windrichting, vindt men te Manokwari, aan de oostkust van West-Nieuw-Guinea. Er is hier een namiddagmaximum in Januari—Februari (aflandige wind) en een nacht- en morgenmaximum in Juli—September (zeewind, fig. 6).¹⁾

In Nederland met zijn overheerschende westelijke winden, die tevens de regenwinden zijn, is de regenverdeeling geheel overeenkomstig met die van de tropische stations in den

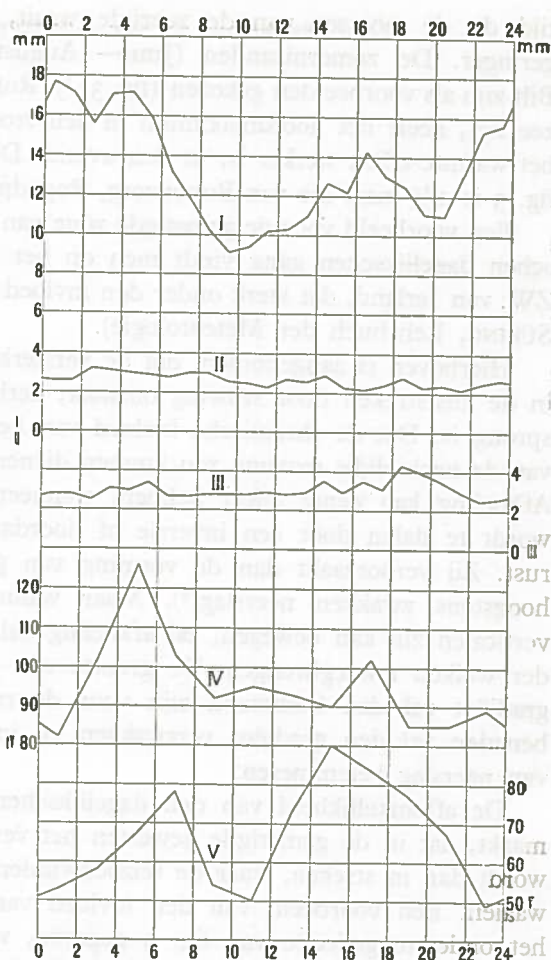


Fig. 3 (I—III)

Dagelijksche gang van den regenval. Maandgemiddelden per uur (I—III)

Täglicher Gang des Regenfalls. Monatsmittel pro Stunde
I = Batavia (Jan.—Febr.), II = Rotterdam (Juni—Aug.), III = De Bilt (Juni—Aug.), IV = De Bilt (Maart, März—Nov., SW—N, in 2 uren per 1000 waarnemingen, in 2 Stunden pro 1000 Beobachtungen), V = De Bilt (idem, NE—S)

¹⁾ Tengevolge van den korten duur der waarnemingsreeks verlopen de cijfers eenigszins onregelmatig.

tijd, dat de moesson van de zeezijde waait, alleen zijn de verschillen geringer. De zomermaanden (Juni—Augustus) van Rotterdam en De Bilt zijn als voorbeelden gekozen (fig. 3)¹⁾. Rotterdam, dat het dichtst bij zee ligt, heeft het hoofdmaximum in den vroegen morgen, De Bilt, waar het warmte-effect sterker is, in den avond. De schaal dezer grafieken in fig. 3 is $2\frac{1}{2}$ maal die van Buitenzorg, Rogodjampi en Nijmegen in fig. 1.

Een voorbeeld voor de gematigde zône van den enkeldaagschen oceanischen dagelijkschen gang vindt men op het kuststation Valentia, in het ZW. van Ierland, dat sterk onder den invloed van de zee staat (zie HANN-SÜRING, Lehrbuch der Meteorologie).

Hierboven is aangenomen, dat de versterking van het nachtmaximum in de kuststreken door stuwing ontstaat, derhalve van dynamischen oorsprong is. Dat de thermische invloed van het koude land ter verklaring van de nachtelijke maxima zou kunnen dienen, lijkt mij niet aannemelijk. Afkoeling kan eenig effect hebben, wanneer de afgekoelde lucht belet wordt te dalen door een inversie of doordat ze op de aardoppervlakte rust. Zij veroorzaakt dan de vorming van gelaagde wolken of mist en hoogstens zwakken neerslag²⁾. Maar wanneer de lucht zich vrij in verticalen zin kan bewegen, zal afkoeling dalende beweging en oplossing der wolken teweegbrengen. De grootte van den verticalen temperatuurgradiënt zal dan beslissend zijn voor de regenvorming; afkoeling van beneden zal den gradiënt verzwakken en in het algemeen de vorming van neerslag belemmeren.

De afhankelijkheid van den dagelijkschen gang van de windrichting maakt, dat in de gematigde gewesten het verschijnsel veel ingewikkelder wordt dan in streken, waar de seizoenwinden met veel grooter regelmaat waaïen. Een voorbeeld van den invloed van de windrichting wordt in het onderste gedeelte van fig. 3 gegeven, waar voor De Bilt voor de maanden Maart—November de dagelijksche gang is weergegeven bij

¹⁾ Meded. en Verh. 34a. Kon. Ned. Meteor. Instituut, (1933), p. 7.

²⁾ Voorbeelden hiervan treft men aan in de laatste helft van het droge winterseizoen aan de kusten van Peru en Tonkin, de garua in Peru in Augustus tot September, de crachin in Tonkin van einde Januari tot Maart. Beide treden op in den vorm van vochtigen mist en zijn verschijnselen van de onderste luchtlagen. Zij bevorderen in den overigens drogen tijd den plantengroei door de vermindering der verdamping en een fijnen doordringenden motregen, maar de hoeveelheid neerslag is slechts gering. De garua heeft wel voornamelijk zijn ontstaan te danken aan afkoeling der zeelucht boven het koude kustwater; hij wordt door den wind naar het land gedreven, waar de condensatie wordt bevorderd door een geringe opstijging tengevolge van opstuwing tegen de naar het binnenland oplopende kustvlakte. Ook bij de crachin is afkoeling in het spel, maar deze schijnt veeleer in hoofdzaak plaats te vinden boven het betrekkelijk koude land.

zeewinden (SW—N) en bij landwinden (NE—S) ¹⁾. Bij de zeewinden komt zeer duidelijk het maximum in den vroegen morgen voor den dag, het namiddagmaximum is nauwelijks zichtbaar, daarentegen is bij landwinden het namiddagmaximum het hoofdmaximum. ²⁾

5. *Nacht- en dagmaxima in het algemeen. Nachtmaxima buiten de kuststreken*

Zoowel de nacht- als de dagmaxima zijn ten slotte een gevolg van de dagelijksche temperatuurschommeling. Men mag daarom verwachten, dat beide in den *zomer* grooter zijn dan in den *winter*, hetgeen over het algemeen wel uitkomt. De betrekkelijke grootte der nacht- en dagmaxima ten opzichte van elkaar is echter vaak verschillend in winter en zomer. Een voorbeeld geven de onderstaande cijfers van de regenwaarschijnlijkheid te Parijs, ontleend aan het „Lehrbuch der Meteorologie” van HANN-SÜRING.

	Uren					
	0—2	2—4	4—6	6—8	8—10	10—12
Winterhalfjaar	0.10	0.10	0.12	0.12	0.11	0.09
Zomerhalfjaar	0.07	0.07	0.07	0.07	0.06	0.07
	Uren					
	12—14	14—16	16—18	18—20	20—22	22—24
Winterhalfjaar	0.08	0.09	0.09	0.10	0.10	0.10
Zomerhalfjaar	0.09	0.10	0.10	0.08	0.07	0.07

In dit geval is voor den verschillende dagelijkschen gang een verklaring te geven door middel van het verschil in de windrichting in den winter en den zomer. In den winter is hier namelijk de wind overwegend NW,

¹⁾ Overgenomen uit Meded. en Verh. 34a, p. 17.

²⁾ Zuiver is de scheiding tusschen zee- en landwinden hier zeker niet, omdat door de gekromde windbanen onder de zeewinden wel verkapte landwinden en onder de landwinden verkapte zeewinden kunnen zijn. Aan het optreden der secundaire maxima mag daarom niet te veel waarde worden gehecht.

in den zomer ZW ¹⁾, in de eerstgenoemde richting is de afstand tot de zee veel geringer en daardoor is in den winter het klimaat meer dat van een kuststation, in den zomer meer continentaal.

Ook *buiten de kuststreken* komen gevallen voor van een dubbeldaagschen gang in den regenval. De nachtmaxima zijn dan kleiner dan die van den namiddag. In het „Lehrbuch” van HANN-SÜRING wordt dit het continentale type van de regenverdeeling genoemd. Het „Lehrbuch” vermeldt alleen voorbeelden uit de gematigde gewesten, het type komt echter ook in het tropische binnenland voor. In vele der Indische gevallen is een geringe invloed van de zee niet uitgesloten.

Wij zullen eenige dezer tropische gevallen nader beschouwen, omdat zij wellicht kunnen dienen ter verklaring van die in de gematigde luchtstreek, waar de weersomstandigheden minder overzichtelijk zijn.

Als voorbeelden zijn gekozen (fig. 4): Buitenzorg op 250 m hoogte aan den NW. voet van den tweelingsvulkaan Pangerango-Gedeh in West-Java, Gamblok Selong op 1120 m hoogte op de WNW. helling van denzelfden berg en Bangelan op 370 m hoogte op de zuidhelling van den Kawi in Oost-Java. De stations zijn aan den moessonwind blootgesteld te Buitenzorg en Gamblok Selong in den westmoesson (Januari—Februari), te Bangelan in den oostmoesson (Juli—September), terwijl ze in het andere moessonseizoen in den windschaduw van den berg liggen. In het eerste geval waait de bergwind tegen den moesson in, in het tweede kan hij ongehinderd afstroomen. In het eerste geval ontstaan secundaire nanachtmaxima, in het tweede niet. De verklaring door stuwing van moesson en bergwind is hier de meest voor de hand liggende, veel meer dan een verklaring op grond van een thermisch effect.

In *ingesloten bekkens* en *dalen* kunnen nachtelijke maxima ontstaan door stuwing van den bergwind, zonderdat de moessons daarbij een rol spelen. Als voorbeeld is in de tabel de regenval van de kenteringsmaanden opgenomen te Kalisat, op 1100 m hoogte in den ingesloten grooten kraterkom van het Idjen-gebergte in Oost-Java gelegen. Een bekend voorbeeld is verder de Paloe-vallei in Noord-Celebes ten Z. van Donggala. Dit is een lang en smal dal, aan weerszijden door steil en hoog bergland begrensd. In de vallei en de baai in het verlengde er van waaien sterke berg- en dal-, respectievelijk land- en zeewinden. Paloe heeft de kleinste jaarsom van den regenval van alle stations in den Nederlandsch-Indischen Archipel. Overdag zijn de bergwanden meerendeels in wolken gehuld,

¹⁾ Zie G. BIGOURDAN. Le climat de la France. Paris, (1916), p. 112 en 113.

terwijl boven de vallei zelf de blauwe lucht te zien is. 's Nachts daarentegen wordt door den bij de hellingen neervloeienden bergwind (hellingwind) de lucht boven de vallei opgeheven. Als het regent, is het dan ook meestal 's nachts of tegen den morgen.

Meermalen heeft schrijver dezès van den top van den Pangerango af het stuwings-effect kunnen waarnemen bij het doorkomen van den bergwind. Wanneer het in den namiddag had geregend en de lucht boven de aangrenzende hoogvlakte van Sindanglaja (1000—1300 m) vrijwel met waterdamp was verzadigd, zag men dan aan den voet van den berg een laag boven den grond zwevend en wolkenwal ontstaan, evenwijdig aan den bergvoet, blijkbaar het gevolg van de opheffing door den kouden bergwind, die zich onder de vochtige lucht schoof. Later verdween deze wolk weer, waarschijnlijk doordat de onderste luchtlagen boven de geheele hoogvlakte langzaam naar beneden wegvloeiden. Deze wolkenvorming is de tegenhanger van

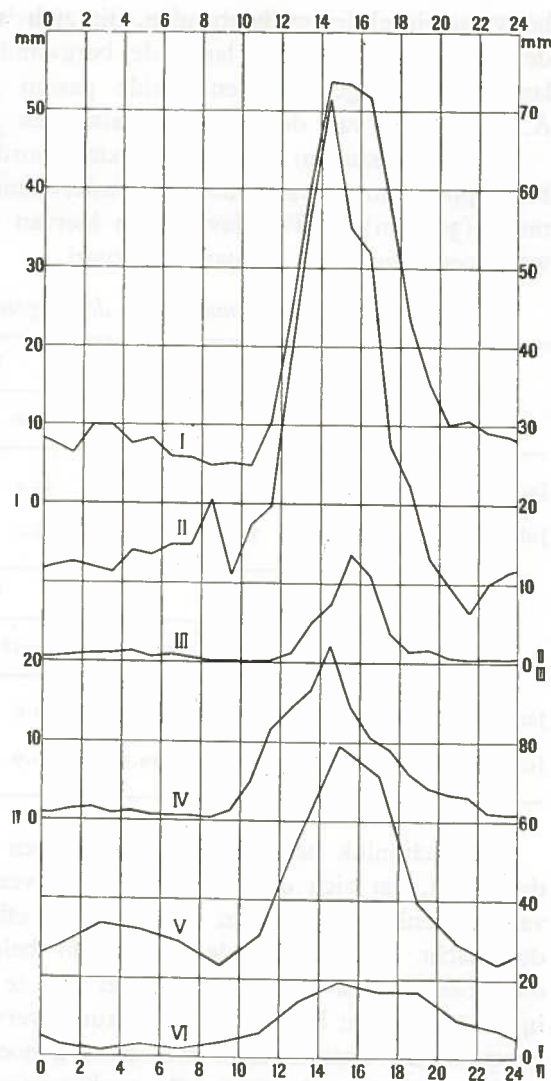


Fig. 4

Dagelijksche gang van den regenval. Maandgemiddelden per uur

Täglicher Gang des Regenfalls. Monatsmittel pro Stunde
 I = Buitenzorg (Jan.—Febr.), II = Gamblok Selong (Jan.—Febr.), III = Bangelan (Juli—Sept.), IV = Kalisat (Maart, März, April, Oct., Okt., Nov.), V = Pangerango (Jan.—Febr., 2-uurgemiddelden, 2-Stundenmittel), VI = Pangerango (Juli—Sept., idem)

het verschijnsel der wolkenbanden, die zich 's morgens bij het begin van de opstijgende beweging langs de bergwanden, vooral na regen, hoog langs de hellingen vormen. Beide passen goed in het schema, dat A. WAGNER ¹⁾ van de berg- en dalwinden heeft gegeven.

Ten slotte kunnen de nachtmaxima worden vermeld, die op Indische bergtoppen zijn waargenomen. De onderstaande gegevens van den Pangerango (3000 m) in West-Java geven hiervan een voorbeeld, althans in de westmoessonmaanden Januari—Februari.

Pangerango, 2-uursommen van den regenval per maand, in mm

1912—1925	Uren					
	0—2	2—4	4—6	6—8	8—10	10—12
Januari—Februari . .	28.4	33.7	32.4	29.2	23.3	31.0
Juli—September . . .	3.0	1.5	3.2	2.0	3.6	6.2
	Uren					
	12—14	14—16	16—18	18—20	20—22	22—24
Januari—Februari . .	56.0	79.0	71.6	39.4	28.8	23.8
Juli—September . . .	14.5	19.3	16.9	16.7	9.5	7.2

Waarschijnlijk heeft men hier te maken met een stuwings-effect van den wind, dat zich ook vertoont in het veelvuldig voorkomen 's nachts van wolkenkappen op den bergtop. Het effect neemt in den loop van den nacht toe, doordat de windkracht belangrijk aangroeit ²⁾. In den oostmoesson, den drogen tijd, is het niet te zien. De bergtop komt dan in de droge lucht boven de temperatuurinversie te liggen en het stuwings-effect is dan waarschijnlijk niet groot genoeg om condensatie te geven.

Fig. 4 brengt de genoemde nachtmaxima in beeld, de diagrammen zijn alle op dezelfde schaal geteekend als dat van Buitenzorg in fig. 1. Zij doet duidelijk uitkomen, dat de nachtmaxima slechts klein zijn in vergelijking met de warmtemaxima van den namiddag.

¹⁾ A. WAGNER. Theorie und Beobachtung der periodischen Gebirgswinde. Gerl. Beitr. z. Geophysik, Bd. 52 (1938), p. 408.

²⁾ Verhandelingen Batavia N°. 8, I, p. 107.

De samenhang, die tusschen den dagelijkschen gang van den regen en de windrichting blijkt te bestaan, vooral in bergachtige streken, maakt het onmogelijk om zonder grondige plaatselijke kennis en een nauwkeurige windstatistiek de velerlei schijnbaar grillige afwijkingen te verklaren, die men in het binnenland der gematigde gewesten aantreft.

6. *Namiddagmaxima*

De Indische waarnemingen leveren ook een bijdrage voor de beantwoording der vraag in hoeverre de dagelijksche gang wordt beïnvloed door buien, die van verwijderde onweershaarden afkomstig zijn. De overzichtelijkheid der verschijnselen wordt hier in hooge mate bevorderd door het feit, dat de warmteonweders een overwegenden factor vormen bij den regenval. Doordat gedurende een geheel jaargetijde de windrichting weinig verandert, is de oorsprong van die van verre komende buien steeds vrijwel dezelfde en daardoor komen de bijbehorende regenmaxima in de seizoengemiddelden betrekkelijk ongestoord voor den dag.

Het vroegst ziet men de namiddagmaxima verschijnen op de stations, die op de berghellingen in de wolkenzône zijn gelegen. De buienvorming treedt op de hellingen het eerst op en de buien ontstaan ter plaatse. Als voorbeeld kunnen de in § 2 genoemde jaarcijfers van Tosari worden aangehaald, die een maximum tusschen 14 en 15 uur vertoonen. In de tabel zijn ook de waarnemingen van de kenteringsmaanden (Maart, April, October, November) te Tosari opgenomen, om nog met mogelijke storingen door opstuwing van den wind rekening te houden. Zij geven een nog iets vroeger maximum, namelijk van 13—14 uur en een slechts iets kleinere uursom tusschen 14 en 15 uur. Kajoemas (1060 m hoog, op de N. helling van het Idjen-gebergte in Oost-Java) heeft in dezelfde kenteringsmaanden het maximum reeds van 12—13 uur, maar een bijna even groote uursom van 13—14 uur. Hierbij valt op te merken, dat Tosari en Kajoemas bijna boven op de berghelling liggen, slechts weinig onder den kraterrand van den Tengger en den Idjen, zoodat weinig invloed is te verwachten van buien, die nog hooger zijn gevormd en die eenigen tijd noodig zouden hebben gehad om de waarnemingsplaats te bereiken.

Op de hierna te noemen stations moet met een dergelijke oorzaak van vertraging in mindere of meerdere mate wel rekening worden gehouden. Buitenzorg en Gamblok Selong hebben in Januari—Februari de maxima tusschen 14 en 15 uur. De moesson waait in deze maanden in de richting van het gebergte; een belangrijke invloed van de buien, die van de hogere

hellingen komen, is derhalve niet te verwachten. Toch is een geringe vertraging in het optreden van het namiddagmaximum volstrekt niet uitgesloten, vooral omdat te rekenen valt met dagen, waarop de moesson zwak is ontwikkeld en met het feit, dat ook te Gamblok Selong nog een groot stuk berghelling tusschen het station en den top ligt, die er 1900 m bovenuit steekt en er in horizontale richting 7 km van verwijderd ligt. Het is daarom zeer goed te verklaren, dat in Juli—September, wanneer het station aan de luwe zijde van den berg is gelegen, het maximum nog een uur later valt, namelijk van 15—16 uur. Geheel in overeenstemming met den veel langeren weg, die de buien tot Buitenzorg (27 km van den top) hebben af te leggen, is in Juli—September het maximum daar vertraagd tot 17—18 uur. Kalisat (zie fig. 4) heeft in de kentering het maximum te 14—15 uur (in het jaargemiddelde eveneens), derhalve met geen of zeer geringe vertraging, hetgeen overeenkomt met de ligging, want het station bevindt zich in den kraterkom, dichtbij (afstand 3 km) en weinig lager dan de noordrand er van. Bangelan (fig. 4) heeft het maximum later, in Juli—September tusschen 15—16 uur (ook in het jaargemiddelde), het ligt dan ook verder, namelijk 15 km van den bergkam.

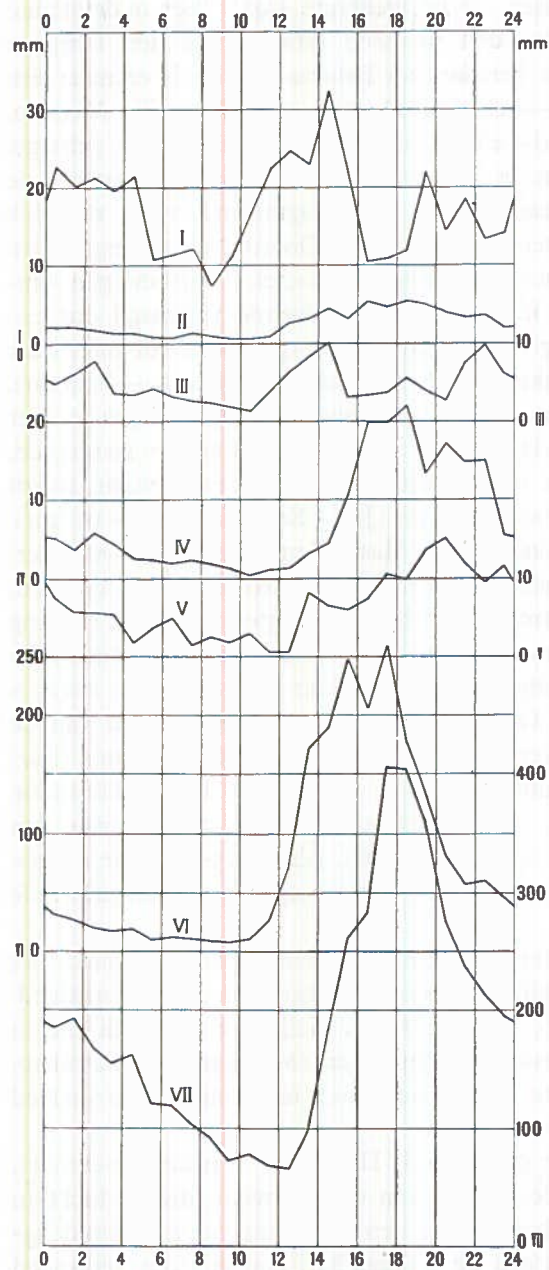
Op de vlaktestations vallen de maxima later. Men kan hier denken aan een invloed der topografie, namelijk dat op hellend terrein de warmte-onweders eerder ontstaan dan boven een horizontale vlakte. Deze factor telt ongetwijfeld mede, maar er zijn nog andere. Er is in de kuststreken de invloed van den zeewind, die door zijn betrekkelijk lage temperatuur de warmteconventie remt en in den namiddag den hemel doet opklaren, zoodat het regenmaximum zich verschuift naar den tijd, waarop de zee-wind zijn kracht verliest. Wij hebben in § 4 Rogodjampi en Manokwari genoemd als gevallen, waarin op deze wijze het maximum geheel wordt onderdrukt. Dan is er nog de invloed van buien van het gebergte afkomstig, die, waar hij in merkbare mate optreedt, sterk vertraagde maxima kan geven.

Tusschen de buien, die ter plaatse ontstaan, en die, welke van de bergen komen, is meestal aan de hand der gemiddelde regencijfers geen onderscheid te maken; de maxima vloeien ineen tot één vlak namiddagmaximum. In sommige gevallen kan men echter twee afzonderlijke regenmaxima onderscheiden, waarvan het eerste te danken is aan de in de nabijheid ontstane buien, het latere aan de van verre aandrijvende bergonweders; o. a. is zulks waarschijnlijk het geval te Batavia (fig. 5) in den oostmoesson (Juli—September, maxima te 16—17 en 18—19 uur);

de voortbeweging van de buien uit het gebergte wordt hier ondersteund door den zuidcomponent van den moesson (afstand tot den bergkam 65 km). In den westmoesson bereiken zij Batavia niet en is er maar één namiddagmaximum (Januari—Februari 16—17 uur, fig. 3). Te Menado, aan de NW. kust van Noord-Celebes, dat veel dichtër bij het gebergte ligt (afstand 16 km), komen in Januari—Februari, niettegenstaande de moesson van de zeezijde waait, wel 2 namiddagmaxima voor, namelijk tusschen 14 en 15 en tusschen 19 en 20 uur. Doordat de gebergtebuiën zich tegen de algemeene luchtstrooming in moeten voortbewegen om Menado te bereiken, wordt hun aankomst voldoende vertraagd om een scheiding der maxima teweeg te brengen. Iets dergelijks neemt men waar te Medan, in de oostkustvlakte van Noord-Sumatra (Januari—Februari, maxima te 14—15 en 22—23 uur). De afstand tot het gebergte is hier tamelijk groot (45 km), maar de moesson is zwak. In het andere jaargetijde, wanneer een zwakke moesson van de zijde van het gebergte waait, treedt het maximum minder sterk vertraagd op (Juli—September, 18—19 uur). Wij kunnen ook nog de kenteringsregens (Maart, April, October, November) van Pekalongan, een station aan de noordkust van Midden-Java, noemen, ten Z. waarvan zich op 36 km afstand hoog gebergte in O.—W. richting uitstrekt. Het hoofdmaximum valt hier te 20—21 uur, een kleiner maximum te 17—18 uur. Op het kuststation Padang, waar de wind zeer zwak is en het hooge gebergte nabij (24 km), is ongetwijfeld de invloed van de buien van de bergen van overwegende beteekenis. Het maximum (jaar) valt er tusschen 17 en 18 uur. Het in § 2 vermelde hoogvlaktestation Bandoeng, dat naar het N. 15 km en naar het Z. 26 km van den bergkam verwijderd is, heeft 2 maxima (jaar), één te 15—16 uur en een tweede te 17—18 uur. In fig. 5 zijn de waarnemingen der laatstgenoemde vlaktestations opgenomen.

In § 2 zijn behalve Bandoeng nog eenige andere stations vermeld met enkeldaagschen gang en tamelijk ongestoorde ligging in het binnenland. Daarvan hebben Modjowarno, Fort de Kock, Kalibagor en Wedi alle in het jaargemiddelde het maximum tusschen 15 en 16 uur, maar te Sawahan, dat het verst van het gebergte ligt en misschien meer onder den invloed van de zee staat, valt het 2 uur later.

Wanneer men in fig. 5 de grafieken I, II, III en V nader beschouwt, krijgt men den indruk, dat de invloed van den zeewind, die de lucht in den namiddag doet opklaren, behalve van een vertraging van het namiddagmaximum, op de kuststations ook de oorzaak kan zijn van een vervroegd



optreden van maxima, zij het dan ook voor het meerendeel van secundaire maxima. Namelijk in die gevallen, waarin reeds vroegtijdig in den namiddag vrij veel regen valt, voordat de opklarende invloed van den zeewind zich doet gelden. Er ontstaat dan een deuk in de kromme en vóór die inzinking blijft een maximum over, dat even vroegtijdig optreedt als dat van Tosari (fig. 1). Menado heeft het in Januari—Februari tusschen 14 en 15 uur, Medan (Januari—Februari) eveneens en men treft het ook tezelfder tijd aan te Batavia (Juli—September), hoewel zwak ontwikkeld. Te Pekalongan treft men dit restverschijnsel aan in den vorm van een secundair maximum te 13—14 uur.

Fig. 5

Dagelijksche gang van den regenval. Maand- en jaargemiddelden per uur

Täglicher Gang des Regenfalls. Monats- und Jahresmittel pro Stunde

I = Menado (Jan.—Febr.), II = Batavia (Juli—Sept.), III = Medan (Jan.—Febr.), IV = Medan (Juli—Sept.), V = Pekalongan (Maart, März, April, Oct., Okt., Nov.), VI = Bandoeng (jaar, Jahr), VII = Padang (jaar, Jahr)

Er is nog de aandacht te vestigen op het feit, dat in den drogen tijd de maxima later optreden dan in het natte seizoen. In den regentijd is een kortere verwarming reeds voldoende om het condensatieproces te doen beginnen. Daardoor wordt ook het maximum vervroegd, want de eerste buien werken door de afkoeling, die zij met zich brengen, belemmerend op de regenvorming later op den dag. Wij zullen hiervan alleen het minst gestoorde voorbeeld aanhalen, dat beschikbaar is, namelijk Tosari. In den drogen tijd (Juli—September) valt hier het maximum te 16—17 uur, in de vochtigere kenteringsmaanden (Maart, April, October, November) tusschen 13 en 15 uur.

Ten slotte vermelden wij de waarnemingen, die in Nederlandsch-Indië op een tweetal hooge geïsoleerde bergtoppen zijn verricht, op den 3000 m hoogen Pangerango in West-Java en den 2880 m hoogen Singgalang in Midden-Sumatra. Voor den Pangerango zijn de 2-uurgemiddelden in den west- en oostmoesson reeds in de vorige paragraaf opgenomen. Het namiddagmaximum valt overwegend tusschen 14 en 16 uur, in enkele maanden tusschen 16 en 18 uur. De Singgalang heeft eveneens het maximum overwegend te 14—16 uur, slechts zelden tusschen 16 en 18 uur. De jaargemiddelden voor beide stations worden hieronder opgenomen.¹⁾

2-uursommen van den regenval per jaar, in mm

	Uren					
	0—2	2—4	4—6	6—8	8—10	10—12
Pangerango, 1912—1925	128	129	128	118	122	233
Singgalang, 1917—1924	255	182	156	110	137	288
	Uren					
	12—14	14—16	16—18	18—20	20—22	22—24
Pangerango, 1912—1925	472	631	572	362	234	172
Singgalang, 1917—1924	476	567	509	384	312	284

Het verschil met de in de wolkenzône gelegen hellingstations is gering,

¹⁾ De Singgalang heeft geen nachtmaximum, zooals de Pangerango (zie § 5), waarschijnlijk doordat de windkracht te gering is.

maar het maximum komt op de hoge toppen toch iets later, hetgeen in overeenstemming is met de waarneming, want de berghellingen komen in den regel eerder in de wolken dan de hoge toppen.

7. Minima

Door de voorafgaande beschouwingen betreffende de factoren, die de

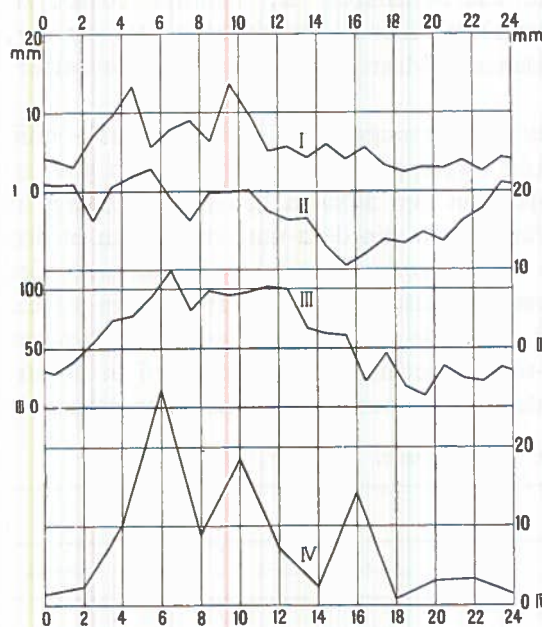


Fig. 6

Dagelijksche gang van den regenval. Maand- en jaargemiddelden per uur

Täglicher Gang des Regenfalls. Monats- und Jahresmittel pro Stunde

I = Manokwari (Juli—Sept.), II = Ambon (Juli—Sept.), III = Discovery Oostbank (jaar, *Jahr*), IV = SNELLIUS-expeditie > 100 km uit de kust, *Snellius-Expedition > 100 km aus der Küste* (percenten van de dagsom, *Prozente der Tagessumme*)

treten van het minimum vertragen. Goede voorbeelden hiervan voor het geval, dat de invloed der moessons van weinig beteekenis is, leveren Pekalongan (kenteringsmaanden) en Padang (jaar) (zie fig. 5). Zij hebben vrijwel denzelfden dagelijkschen gang, behoudens het feit, dat wegens den grooteren afstand, die de buien van het gebergte hebben af te leggen,

regenvorming bevorderen, zijn de minima van den dagelijkschen gang in hoofdzaak reeds verklaard. Op de stations, zooals Tosari (jaar) en Buitenzorg (Juli—September), waar 's nachts de bergwind waait en geen storende windeffecten voorkomen, neemt een laag en vlak minimum het grootste deel van den nacht en de eerste morgenuren in. Naarmate de nachtregegens sterker optreden, beperkt het minimum zich meer tot de vroege morgenuren. Op een groot aantal stations valt het omstreeks 9 uur, het tijdstip, waarop gewoonlijk de cumuluswolken beginnen te verschijnen en de invloed der warmteconvectorie begint merkbaar te worden.

De invloed van de zee kan op kuststations het op-

het maximum te Pekalongan later optreedt. Het minimum valt omstreeks 12 uur. Vooral te Padang, waar het hoge gebergte slechts 24 km is verwijderd, mag men aannemen, dat het onder den invloed der verwarming een sterke zuiging uitoefent op den zeewind, zoodat een circulatiesysteem ontstaat, waarbij de opstijgende beweging boven de kustvlakte gering is en deze in hoofdzaak eerst bij de berghellingen begint. Nabij de kust zal daardoor condensatie tengevolge van locale convectie vrijwel achterwege blijven en eerst later, wanneer de buien van het gebergte beginnen te komen, zal de regenval toenemen.

Een verdere vertraging treedt in, wanneer door een sterken moesson de zeelucht het land in wordt gevoerd en de buien uit het gebergte worden tegengehouden, zooals in de gevallen Rogodjampi (Juli—September) en Manokwari (Juli—September), die in § 4 zijn besproken (zie fig. 1 en 6). Een ander voorbeeld geeft Ambon in den oostmoesson (Juli—September). Het zuiverste voorbeeld van den invloed der zee is de regenval van Discovery Oostbank (jaar), dat niet meer dan een laag koraalrif is, ten Z. van den ingang van Straat Karimata (tusschen Borneo en Billiton). Het minimum valt er tusschen 18 en 19 uur.

BIJZONDERE GEVALLEN VAN TEMPERATUUR- EN WINDEFFECTEN

8. *Temperatuurinvloed*

Het is een bekend verschijnsel, waarvan de verklaring zich geheel aanpast aan onze beschouwingen over het temperatuureffect in § 4, dat kuststreken, waar koude zeestroomingen langs stroomen, droog zijn. Een merkwaardig geval van den invloed van koud water, dat elders reeds is beschreven ¹⁾, moge hier worden vermeld, nl. de droogte op de „Eilanden onder den wind” in West-Indië. Het volgende is uit de genoemde publicatie overgenomen.

„Niet alleen op Aruba, Curaçao en Bonaire is de regenval gering, het regenarme gebied strekt zich uit ²⁾ langs de kust van Zuid-Amerika van Santa Marta in Columbia in het westen tot het eiland Margarita in het oosten. KÖPPEN ³⁾ schrijft dit geïsoleerde droogtegebied toe aan het voorkomen van koud dieptewater. De omstandigheden zijn daarvoor

¹⁾ Meded. en Verh. 36. Kon. Ned. Meteor. Instituut (1935), p. 82.

²⁾ Zie K. KNOCH. Klimakunde von Südamerika. Handbuch der Klimatologie, Bd. II, Teil G.

³⁾ W. KÖPPEN. Die Ursache des Trockengebietes an der Nordküste von Südamerika. Meteorol. Zeitschrift. Okt. 1932, p. 400.

gunstig, omdat de kustlijn voorbij Trinidad naar het westen ombuigt en de Zuid-Equatoriaalstroom dientengevolge zich hier van de kust verwijdt. SCHOTT ¹⁾ voert als bewijs voor de verklaring van KÖPPEN, op grond van de gegevens, verzameld in de atlanten van het Koninklijk Nederlandsch Meteorologisch Instituut, maandgemiddelden van de watertemperatuur aan, waaruit de volgende cijfers zijn afgeleid.

		April—September		October—Maart	
		66°—64° W.lengte	64°—62° W.lengte	66°—64° W.lengte	64°—62° W.lengte
N.breedte . . .	16°—14°	27.5	27.4	26.5	26.6
	14°—12°	27.1	27.1	26.6	26.7
	12°—10°	25.9	26.1	26.1	26.1

De temperatuurafneming tusschen het gebied van den Equatoriaalstroom en de kust is het sterkst in April—September, wanneer de regenval in het droogtegebied het geringst is. Als oorzaak van het verschil noemt SCHOTT de grootere stroomsnelheid van den Equatoriaalstroom in dit gedeelte van het jaar.

Het schijnt mij toe, dat KÖPPEN en SCHOTT met recht de watertemperatuur als de voornaamste oorzaak van dit droogtegebied aannemen.

Uit de bedoelde scheepswaarnemingen laten zich voor 66°—64° W.L. de onderstaande verschillen afleiden tusschen lucht- en watertemperatuur.

	N.breedte	April—September	October—Maart
Luchttemperatuur minus watertemperatuur . . .	16°—14°	— 0.05	+ 0.12
	14°—12°	+ 0.77	+ 0.35
	12°—10°	+ 0.78	+ 0.55

De luchttemperatuur neemt minder snel met de breedte af dan de zeetemperatuur en terwijl in het Noorden beide ongeveer gelijk zijn, is in het Zuiden het water meer dan 0°.5 kouder dan de lucht. De noordoostpassaat zal door contact met het koudere water afkoelen, waardoor in dit gebied een geringe dalende beweging ontstaat, terwijl de lucht in het omringende niet afgekoelde gebied zal opstijgen. De dalende beweging

¹⁾ G. SCHOTT. Annalen der Hydr. u. Mar. Met. (1932), p. 292.

zal de lucht droger maken en door verzwakking van den verticalen temperatuurgradiënt belemmerend werken op de locale opstijgende bewegingen."

9. *Windstuwing*

Het is merkwaardig, dat stuwingseffecten door terreinverheffingen zich op zoo grooten afstand vóór het gebergte doen gevoelen. Gegevens hieromtrent worden geleverd door een onderzoek betreffende den regenval aan de westkust van Sumatra tijdens dagen, waarop over de hoogvlakten van Sumatra sterke westenwinden waaien en aan de overzijde van het gebergte de föhnwind bohorok optreedt ¹⁾. Het onderzoek omvat 286 bohorokdagen, die in Deli (de tabakstreek boven Medan) zijn voorgekomen in de jaren 1901—1916.

Op een viertal stations aan de westkust, Padang, Ajerbangis, Rondeng (Singkel) en Meulaboh, is op die dagen de positieve afwijking 50 % en meer van den normalen regenval per dag. De grootste negatieve afwijking, 50 % en meer van den normalen val, is gevonden te Medan en Sibohoean (in Padanglawas), de meest bekende föhngebieden. Op de meer dan 100 km uit den wal liggende eilandstations Poeloe Tello en Goenoeng Sitoli bedraagt de positieve afwijking nog ruim 20 %. Blijkbaar begint de lucht reeds op grooten afstand van het gebergte een opstijgende beweging aan te nemen en de betrekkelijk geringe windsnelheid aan de kust is ook een aanwijzing, dat het luchttransport voornamelijk op grotere hoogte plaats vindt.

De opstijgende beweging der opgestuwde lucht schijnt op eenigen afstand vóór het gebergte het sterkst te zijn. Hierop wijzen althans enkele gevallen van buitengewoon zwaren regenval in den overigens betrekkelijk drogen ZO. moesson op kleine eilanden voor bergachtige kusten gelegen. Bedoeld zijn de Juni-maxima te Ambon en Faisi ²⁾, respectievelijk 651 en 362 mm, en het Mei-maximum van Tami, 823 mm. Ambon ligt ruim 50 km vóór het groote bergachtige eiland Ceram, Tami in Nieuw-Guinea in het N. van de Huon-golf vóór de bergachtige kust van Kaiser Wilhelmsland, en Faisi vóór het groote eiland Bougainville.

Voor de beantwoording der vraag, onder welke omstandigheden de grootste hoeveelheden neerslag door stuwing ontstaan, leveren de groote 24-uurmaxima een goeden maatstaf. Men mag namelijk wel aannemen,

¹⁾ Zie Verhandelingen N°. 8. Batavia. II, p. 150.

²⁾ Handbuch der Klimatologie. Bd. IV, Teil R, p. 95.

dat het vooral de stuwingsregens zijn, die deze groote dagmaxima geven. Alleen de voortdurende nieuwe aanvoer van waterdamp door een krachtigen luchtstroom is in staat het condensatieproces met de vereischte intensiteit aan den gang te houden. Aan een publicatie van Dr. J. BOEREMA ¹⁾ zijn de volgende gegevens ontleend voor Java.

De stations met de hoogste cijfers liggen in groepen bijeen. Men treft ze aan op de voor den NW. moesson openliggende berghellingen in Pekalongan en Semarang, de NW. helling van den Tjerimé en de voor de ZW., Z.- en ZO. winden openliggende berghellingen van den Zuid-Preanger, Pasoeroean en Besoeki. Op de regenrijkste dezer hellingen stijgen de bedragen als regel boven 350 mm, op de westhelling van den Moeria (Japara) nog hooger, namelijk tot 400—450 mm.

Om dezelfde reden mag men wel aannemen, dat de zeer hoge *maandsommen* voor een groot gedeelte hun ontstaan aan stuwingsregens te danken hebben. De grootste gemiddelde maandsommen zijn voor Java ²⁾: Sadareke (NW. helling van den Tjiremé, Cheribon, 1100 m hoog) 1002 mm in Januari en 945 mm in Februari, Tombo (in het Z. van Pekalongan, 720 m) 992 mm in Februari, Batealit (W. helling van den Moeria, Japara, 175 m) 1001 mm in Januari, Kranggan (ten ZW. van den Slamet, Banjoemas, 311 m) 973 mm in October. Sadareke en Batealit liggen in den noordwestmoesson aan de windzijde van alleenstaande vulkanen, geheel open voor den krachtigen, vochtigen, van de zee waaienden moesson. Tombo ligt tegen een meer aaneengesloten bergketen, maar dicht bij het einde er van, waar de wind een doortocht vindt naar het binnenland. Kranggan is blootgesteld aan de opstuwing van den zuidenwind en ligt aan de windzijde van een vrij lagen bergpas, waar de wind een gemakkelijken doortocht vindt; aan de overzijde van den pas treden föhnwinden op.

Een sterk sprekend geval van regenvorming door opstuwing aan de windzijde en droogte aan de lijzijde komt voor bij den oostmoessonregenval in Besoeki (Oost-Java) ten zuiden en noorden van het Idjen-gebergte. Aan den ZO. kant stuwt hier een krachtige moessonwind uit den Indischen Oceaan tegen den uit de smalle kustvlakte steil oprijzenden berg (zie ook Rogodjampi, in § 4). In Augustus valt te Pakoedo (740 m hoog) op de zuidhelling 426 mm, tegen 18 mm te Kajoemas (1060 m) op de noord-

¹⁾ Grootste regenval in verband met waterafvoer. De Waterstaats Ingenieur, 1918. Zie ook Verhandelingen N^o. 8. Batavia. I, p. 156.

²⁾ Verhandelingen N^o. 8. Batavia. I, p. 157.

helling, en op de laagvlaktestations Dadapan (ZO. zijde) en Asembagoes (noordzijde) 169 tegen 1 mm.

Andere gevallen van maandsommen van ongeveer 1000 mm, die grootendeels aan stuwing zijn toe te schrijven, vindt men in Zuid-Oost-Azië ¹⁾, waar de vochtige ZW. moesson tegen het kustgebergte oploopt. Tavoy (6 m hoog, in Burma ten Z. van Rangoon) heeft in Juli gemiddeld 1228 mm, Kaskong (10 m, aan den golf van Siam, aan den voet van het kustgebergte van Cambodja) in Augustus 976 mm, Iba (5 m, in de Philippijnen aan de westkust van Luzon) 935 mm in Juli en 1035 in Augustus.

De stuwingsinvloed kan zoo sterk worden, dat de moessons geheel van karakter veranderen. In het in den oostmoesson zeer droge Oost-Java valt op het reeds eerder genoemde station Pakoedo in Augustus bijna evenveel regen als tijdens de regenrijkste maand (Januari) van den westmoesson, respectievelijk 426 en 477 mm.

¹⁾ Zie Handbuch der Klimatologie, IV, R, p. 5. Men vindt hierin ook eenige regencijfers vermeld, die iets afwijken van die in de publicatie van de vorige noot, door herleiding van de maand tot $\frac{1}{12}$ jaar en de iets langere waarnemingsperiode.

ÜBER DIE URSACHEN DER ZEITLICHEN UND
ÖRTLICHEN UNTERSCHIEDE DES NIEDERSCHLAGS

I. EINLEITUNG

Bei Bearbeitungen klimatologischer Art begegnet man immer wieder merkwürdige Fälle bemerkenswerter lokalen Verschiedenheiten in der Regenverteilung. Sie zeigen sich im täglichen und jährlichen Gang und auch in den absoluten Werten des mittleren Regenfalls, und sind wertvoll nicht nur für die Klimabeschreibung, sondern auch weil sie eine Einsicht geben können in die Ursachen, welche einen Einfluß auf den Regenfall ausüben. Absichtlich ist hier von Regenfall und nicht von Niederschlag gesprochen worden, die betreffenden Erscheinungen lassen sich nämlich am besten beobachten in den warmen Gegenden der Erde. In höheren Breiten, mit ihren vielen Störungen und viel stärker wechselnder Witterung, können jene Besonderheiten sich viel schwerer geltend machen, weil die Mittelwerte entstanden sind aus Beobachtungen, die gemacht worden sind unter viel stärker wechselnden Umständen von Luftdruckverteilung, Windrichtung und Temperatur. Die Bekanntschaft mit den tropischen Fällen kann dazu beitragen, daß die schwachen Analogien in der gemäßigten Zone besser erkannt und verstanden werden. Die Erscheinungen in den Tropen haben durch ihre Homogenität mehr oder weniger den Charakter von Experimenten, bei welchen störende Wirkungen ausgeschlossen werden, und können deshalb erheblich beitragen zur Aufklärung unserer Kenntnisse.

Die Fälle, die wir hier behandeln werden, sind nicht neu und schon anderswo beschrieben worden, doch schien es mir nützlich sie in eine einzige Schrift zusammenzubringen. Vorzugsweise sind Beispiele gewählt aus Niederländisch-Indien und den Niederlanden, weil der Verfasser besser mit ihnen vertraut ist als mit den ausländischen, besonders in Bezug auf die lokalen Verhältnisse, welche so großen Einfluß haben.

TÄGLICHER GANG DES REGENFALLS

2. *Landstationen*

Es ist eine bekannte Tatsache, daß an den Berghängen bei Tage durch die Sonnenwärme aufsteigende Luftbewegung und Kondensation stattfindet, und nachts durch den umgekehrten Prozeß die Wolken sich auflösen.

Aber nur an einem windgeschützten tropischen Ort wie Buitenzorg (in Westjava, am Nordfuß des Gebirges, in 250 m Höhe) bekommt man den richtigen Eindruck von der Bedeutung, welche diese Erscheinung für das Klima einer Gegend erhalten kann. Im Juli—September, wenn Buitenzorg an der Leeseite des Gebirges liegt, fällt hier durchschnittlich zwischen 5 und 6 Uhr nachmittags pro Monat 60.5 mm Regen, gegen 0.1 mm in den Morgenstunden 8—9, 9—10 und 10—11. Die Stundenmengen pro Monat sind in der Tabelle I aufgenommen ¹⁾ und in der Fig. 1 eingezeichnet. Die genannten Morgenstunden sind praktisch regenlos und von 16—19 Uhr fällt monatlich ebensoviel Regen als in 24 Stunden in De Bilt (Niederlande) im September und Oktober zusammen. Es zeigt sich hier, welche Bedeutung ein einziger Effekt bekommen kann, wenn er sich von Tag zu Tag ungestört entwickeln kann.

Ein anderes Beispiel von derselben Art gibt die Station Rogodjampi, in Ostjava in einer Seehöhe von 89 m, südöstlich vom Idjengebirge in der Ostküstenebene von Banjuwangi. Im Westmonsun (Januar—Februar) liegt die Station im Windschutz des Idjenvulkans und die Regenverteilung über den Tag ist mit derjenigen von Buitenzorg zu vergleichen, mit einem Maximum von 47.4 mm um 16—17 Uhr und einem Minimum von 0.2 mm um 8—9 (Tabelle I). Rogodjampi liegt nur 7.5 km vom Meere entfernt, wo die Regenverteilung eine ganz andere ist, doch wird der Einfluß des Meeres durch den ablandigen Monsunwind fast gänzlich ausgeschaltet.

Ein noch typischeres Beispiel einer Hangstation ist Tosari, in Ostjava in 1735 m Höhe am NNW.hang des Tenggergebirges. Sie wird vom Tenggervulkan gegen den Südostmonsun geschützt und empfindet nur wenig Einfluß vom Westmonsun, der in diesem Teile Java's nahezu parallel zur Küste weht, und vom westlich der Station liegenden Ardjuno und anderen Vulkanen gehemmt wird. Hangauf- und -abwinde treten mit großer Regelmäßigkeit auf. Der tägliche Gang des Regens zeigt das ganze Jahr hindurch ein starkes Maximum am Nachmittag und ein etwa 100 mal kleineres Minimum am Morgen.

Der Regen, der in den besagten Monaten in Buitenzorg und Rogodjampi fällt, rührt hauptsächlich von Böen her, welche sich an den höheren Hängen des Berges gebildet haben und in die Richtung der Ebene ab-

¹⁾ Aus: Verhandelingen N°. 8. Kon. Magn. en Meteor. Observatorium, Batavia. Het Klimaat van Ned.-Indië. Sofern nicht anders berichtet wird, sind die Angaben der Indischen Stationen der Publikation Verhandelingen N°. 8 entnommen.

getrieben sind. Tosari liegt in der Zone, wo die Regenwolken entstehen, und in Übereinstimmung mit der verschiedenen Lage fällt das Nachmittagmaximum in Tosari 2 Stunden früher als in Rogodjampi und 3 Stunden früher als in Buitenzorg (Fig. 1). ¹⁾

Eine Menge anderer Fälle können erwähnt werden von Stationen mit stark ausgeprägtem täglichem Gang des Regens. Hierunter auch viele, welche weniger unter dem Einfluß des Gebirges stehen als die oben genannten. Es treten dann an der Stelle der aufsteigenden Luftbewegung längs den Hängen die etwas weniger wirksamen und weniger massalen senkrechten Konvektionsströmungen über der erhitzten Ebene. Im allgemeinen ist dann der tägliche Gang weniger stark, doch findet man in Niederländisch-Indien die charakteristische einmaltägliche Schwankung überall, sowohl im Tiefland als auf der Hochebene, insofern das Meer oder die gezwungene Aufsteigung des Windes nicht störend eingreifen.

Ein gutes Beispiel liefert Modjowarno, in 50 m über dem Meere im Innere Ostjawas. Im Ostmonsun liegt die Station an der Leeseite des Ardjuno- und Andjasmorogebirges und sie wird von den niedrigeren Hügelzügen Mitteljawas gegen den Westmonsun geschützt. Der tägliche Gang hat in allen Jahreszeiten den gleichen Verlauf. Die Tabelle enthält die Jahresmittel.

In Verhandelingen Nr. 8, Batavia, findet man noch mehr Beispiele von diesem Regentyp, der kennzeichnend ist für das tropische Inland, worunter das in 730 m Höhe auf einer weiten von Bergen eingeschlossenen Hochebene in Westjava liegende Bandung, und weiter Fort de Kock (Hochebene, Mittelsumatra), Kalibagor (Serajutal, Mitteljava), Sawahan (Nordküstenebene, Mitteljava) und Wedi (Tiefbene im Innere, Mitteljava).

Der genannte Wärmeeffekt macht sich auch in der gemäßigten Zone geltend, sei es auch, daß er durch das Auftreten anderer Faktoren, die eine gleichmäßigere Regenverteilung über den Tag bedingen, viel weniger deutlich zum Vorschein kommt. Von den Niederländischen Stationen, für welche Beobachtungen zur Verfügung stehen, ist nur Nijmegen genügend dem Einfluß des Meeres entzogen um in den Sommermonaten eine einmaltägliche Schwankung zu zeigen ²⁾. Das höchste Stundenmittel ist jedoch kaum mehr als das Zweifache des Minimums.

In Fig. 1 sind die Monatsmittel von Buitenzorg, Rogodjampi und

¹⁾ In Fig. 1—5 sind Monats- und Jahresmittel pro Stunde vorgestellt worden ausgenommen in Fig. 2, IV und V, Fig. 3, V und VI und Fig. 5, IV.

²⁾ Meded. en Verh. 34a. Kon. Ned. Meteor. Instituut (1939), S. 8.

Nijmegen im gleichen Maßstab gezeichnet. Eine Vergleichung von Nijmegen mit Buitenzorg zeigt überzeugend wie große Mengen während der Maximalstunden an einer regenreichen tropischen Station nieder zu gehen pflegen.

3. Täglicher Gang auf dem Meere

Auf dem offenen Meere darf man einen Temperatureinfluß auf den Regenfall erwarten entgegengesetzt dem auf dem Lande. Das Land wird am Tage mehr erwärmt und nachts stärker abgekühlt als die Luft, das Meereswasser hat dahingegen eine kleinere tägliche Temperaturschwankung als die Luft, und demzufolge ist die vertikale Temperaturabnahme über dem Meere tagsüber schwächer als nachts. Deshalb darf man nachts eine stärkere aufsteigende Luftbewegung und mehr Regen erwarten.

Die Amplitude der Schwankung im vertikalen Temperaturgradient ist viel geringer als über dem Lande. KURT WEGENER ¹⁾ hat aus Drachenbeobachtungen in Aleipata (Samoa-inseln) abgeleitet, daß, während die Temperatur an der Meeresoberfläche unbedeutend schwankt, die Temperatur in 1000 m Höhe von 7—8 Uhr morgens bis 3—4 Uhr nachmittags um etwa $0^{\circ}.5$ zunimmt. Auf einer Seereise von Batavia nach Ambon im September 1912 ist von mir dieselbe Erscheinung beobachtet worden: die Morgentemperaturen, die des Mittags eingeschlossen, waren niedriger als die am Nachmittag beobachteten. Der Unterschied nam von der Meeresoberfläche nach oben zu und schien in einer Höhe von 600 bis 1000 m einen Maximalwert zu erreichen ²⁾. In jener Höhe war der Unterschied etwa $0^{\circ}.5$ größer als im Meeresniveau. Es konnte festgestellt werden, daß die vertikale Temperaturverteilung in den untersten Höhenstufen (Hektometer) ungefähr adiabatisch war, und daß die Grenze der adiabatischen Abnahme morgens höher lag als nachmittags.

Es gibt nur eine beschränkte Zahl von Angaben über den täglichen Gang auf dem offenen Meere. In Bezug auf die *Regenmenge* können die Beobachtungen der SNELLIUS-Expedition ³⁾ erwähnt werden. Der Niederschlag, in Prozenten der Tagessumme, im Durchschnitt über alle Be-

¹⁾ KURT WEGENER. Über den Anteil der direkten Strahlung an der Temperaturperiode der Luft in niedrigen und mittleren Höhen der Atmosphäre. Nachrichten der K. Ges. d. Wiss. zu Göttingen (1911).

²⁾ Dr. C. BRAAK. Die tägliche Temperaturschwankung der Luft in verschiedenen Höhen über dem tropischen Meere. Beitr. z. Phys. d. freien Atm., Bd. VI, S. 145. Siehe auch: Verhandelingen N^o. 3. Kon. Magn. en Meteor. Observatorium, Batavia, (1915).

³⁾ The SNELLIUS-expedition. Vol. III. Meteorological observations. By Dr. S. W. VISSER. Leiden, (1936), S. 37.

obachtungen, welche im Indischen Archipel auf mehr als 100 km aus der Küste gemacht worden sind, war folgende (siehe Fig. 6).

Regenfall in Prozenten

Prozente . .	Stunden					
	23—1	1—3	3—5	5—7	7—9	9—11
	1.4	2.3	10.3	27.2	9.0	18.7
Prozente . .	Stunden					
	11—13	13—15	15—17	17—19	19—21	21—23
	7.4	2.3	14.2	0.8	3.1	3.3

Weiter können die untenstehenden Angaben über *Regendauer* erwähnt werden.

1. Beobachtungen an Bord des Leuchtschiffes Noord-Hinder, Regendauer in Stunden (3-Monatssummen über 50 Jahr), für Wächte von 4 Stunden.¹⁾

2. Regenwahrscheinlichkeit auf dem Indischen Ozean in 10°—20° S.B. und 80°—90° Ö.L.²⁾

3. Regenwahrscheinlichkeit auf dem Atlantischen Ozean in 35°—40° N.B. und 20°—30° W.L.³⁾

Von den Niederländischen Leuchtschiffen ist Noord-Hinder gewählt worden, weil es in der größten Entfernung (46 km) von der Küste liegt. Möglicherweise ist jedoch hier wie auch bei den SNELLIUS-Beobachtungen noch ein, wenn auch kleiner, Einfluß merkbar von der Land- und Seewindzirkulation. Die hier benutzten Gradfelder des Indischen und Atlantischen Ozeans sind so weit vom Lande entfernt, daß davon kein Einfluß zu fürchten ist. Für den Indischen Ozean ist das in der Publikation erwähnte Gebiet das einzige, das behandelt wird. Für den Atlantischen Ozean ist

¹⁾ Meded. en Verh. 34a. Kon. Ned. Meteor. Instituut, (1933), S. 11. Entnommen aus Dr. J. P. VAN DER STOK. Das Klima des südöstlichen Teiles der Nordsee, unweit der Niederländischen Küste. Meded. en Verh. 13c. Kon. Ned. Meteor. Instituut, (1912), S. 263 und 298.

²⁾ P. H. GALLÉ. Klimatologie van den Indischen Oceaan. Meded. en Verh. 29c. Kon. Ned. Meteor. Instituut, (1930), S. 12.

³⁾ P. M. VAN RIEL. Regenwaarschijnlijkheid op den Atlantischen Oceaan gedurende de maand Juli. De Zee, (1926).

eine Wahl getroffen und dasjenige Gebiet genommen worden, das am weitesten vom Lande entfernt liegt.

	Beobachtungsstunden					
	0—4	4—8	8—12	12—16	16—20	20—24
Noord-Hinder. Zahl der Regenstunden:						
Juni—Aug., 1859—1908. . .	1209	1366	1001	934	1044	1086
Dez.—Febr., 1859—1908. . .	1565	1690	1551	1553	1641	1567
Indischer Ozean. Regenwahrscheinlichkeit, Jahr	5.6	5.4	3.6	3.5	3.7	4.5
Atlantischer Ozean. Regenwahrscheinlichkeit, Jan.—Aug. . .	3.6	3.7	2.6	2.1	2.1	3.4

Die Beobachtungen des Noord-Hinder Leuchtschiffes zeigen deutlich, daß der tägliche Gang im Winter viel kleiner ist als im Sommer.

Eine ähnliche Regenverteilung zeigen die Ergebnisse der Beobachtungen, die an Bord des Forschungsschiffes „Meteor“ gemacht worden sind. Die folgenden Zahlen sind Mittelwerte des ganzen Untersuchungsgebietes des Atlantischen Ozeans. ¹⁾

Prozentuale Verteilung der Stunden mit Niederschlag auf die einzelnen Tagesstunden

Stundenmenge in mm	Stunden					
	0—2	2—4	4—6	6—8	8—10	10—12
0.0	11	8	9	9	7	7
0.1—1.0	10	10	10	8	8	8
1.1—5.0	15	15	6	11	8	10
> 5.0	25	19	8	8	8	.
	Stunden					
	12—14	14—16	16—18	18—20	20—22	22—24
0.0	7	6	8	7	12	9
0.1—1.0	8	6	6	8	9	9
1.1—5.0	6	6	5	3	5	10
> 5.0	.	8	.	.	9	25

¹⁾ Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition auf dem Forschungs- und Vermessungsschiff „Meteor“, 1925—1927. Bd. XIV, (1938). Die meteorologischen Ergebnisse von E. KÜHLBRODT und J. REGER, S. 316.

Alle diese Ergebnisse sind gut mit einander in Übereinstimmung und und in Einklang mit der Theorie; der tägliche Gang des Regens auf dem Meere ist entgegengesetzt demjenigen des Wärme-effektes auf dem Lande.

4. *Täglicher Gang in den Küstengebieten*

In der Nähe der Küste tritt ein neuer Faktor auf, nämlich der Zirkulationsprozeß des Land- und Seewindes, dessen Einfluß stärker sein kann als der des im vorhergehenden Paragraphen besprochenen Wärme-effektes auf dem offenen Meere.

Die aufsteigende Luftbewegung, welche nachts über dem Meere stattfindet, macht sich, wenigstens in den Tropen, häufig erkennbar durch eine lange Reihe hoher Haufenwolken, welche man morgens früh über dem Küstenmeere stehen sieht. Auf dem Bilde in Fig. 2 wird diese Erscheinung wiedergegeben, aufgenommen vom 3000 m hohen Pangerangogipfel in Westjava. Die Kumuluswolken stehen längs der Nordküste Javas, die sich in einer Entfernung von 80 bis 90 km befindet. Die obere Grenze des Dunstes, aus dem sie sich erheben, liegt in etwa 2000 m Höhe. Über dem Lande ist öfters die Wolkenbildung im aufsteigenden Teile des Kreislaufs nicht zu unterscheiden von derjenigen des in § 2 erwähnten Wärme-effektes.

An Küstenorten, an der Grenze der zwei Gebiete, das eine mit Spätnachregen über dem Küstenmeer und das andere mit Nachmittagsregen über dem Lande, ist bei einer allgemeinen Luftbewegung, die schwach und wechselnder Richtung ist, in der Regenverteilung ein Gemisch der beiden Systeme zu erwarten. In dieser Lage verkehrt zum Beispiel Padang (an der Westküste Sumatras), wo demzufolge das ganze Jahr hindurch sowohl nachts als am Tage ziemlich viel Regen fällt. Der starke Regenfall am Abend gibt eine Andeutung, daß der Landeffekt von § 2 durch die Nähe des hohen Gebirges hier ein bedeutender Faktor bleibt.

Andere Verhältnisse treten auf, wo eine konstante und genügend starke Monsunströmung von oder nach der Küste weht. Ist diese Luftströmung ablandig, so wird der Seewind gänzlich unterdrückt oder sein Einfluß wird stark abgeschwächt, so daß an den Küstenorten der Landeffekt vorherrschen bleibt mit einem täglichen Gange, der ein einzelnes Minimum, am Morgen, und ein einzelnes Maximum am Nachmittag besitzt. Dies ist der Fall in Batavia im Ostmonsun (Juli—September, Fig. 5). Dahingegen hat Batavia im Westmonsun (Januar—Februar, Fig. 3), der eine landwärts gerichtete Komponente besitzt, zwei Maxima, eins in der

Spätnacht und eins am Nachmittag. Das Spätnachtmaximum ist hier das Hauptmaximum. In Menado (NW. Küste von Nordcelebes) ist (Januar—Februar, Fig. 5) das Nachmittagmaximum das größere.

Zur Erklärung des Nachtmaximums bemerken wir, daß die Regenverteilung, welche in offener See angetroffen wird, nicht ohne Einfluß bleiben kann auf den täglichen Gang an der Küste; gewissermaßen wird der See-effekt nach dem Lande verlegt. Man wird jedoch auch auf andere Wirkungen Rücksicht nehmen müssen, welche lokal von vorwiegender Bedeutung sein können. Das Nachtmaximum kann nämlich auch dadurch entstehen, daß der Monsun aufstaut gegen den kalten Landwind, oder, wenn der Landwind unterdrückt wird, durch Stauung gegen die kalte Nachtluft, welche sich in den untersten Schichten über der Küstenebene befindet. Wo das Gebirge sich der Küste nähert, wird die Stauung gegen den Bergwind eine noch größere Wirkung haben. Letzteres ist der Fall auf der schon in § 2 erwähnten Station Rogodjampi im Ostmonsun (Juli—September, Fig. 1).

Wenn der Seewind kräftig eingesetzt hat, sieht man häufig an den Küstenorten die Luft aufklären. Der Strom kühler Seeluft wirkt dann hemmend auf die Wärmekonvektion und die Wolken- und Regenbildung. In Batavia (Januar—Februar) kommt es nicht so weit, daß das Nachmittagmaximum verschwindet, doch ist dies wohl der Fall, wo der Seeluftstrom besonders stark ist, wie im Juli—September in Rogodjampi. Die Regenschwankung wird hier einmal täglich mit einem Maximum um 5—6 und einem Minimum um 12—13 Uhr. Ein ähnlicher Gegensatz als in Rogodjampi zwischen dem täglichen Gang im West- und Ostmonsun, welche zusammenhängt mit der Windrichtung, findet man in Manokwari an der Ostküste Westneuguineas. Es gibt hier ein Nachmittagmaximum im Januar—Februar (ablandiger Wind) und ein Spätnacht- und Morgenmaximum im Juli—September (Seewind, Fig. 6).¹⁾

In den Niederlanden, mit vorherrschenden Westwinden, welche zugleich Regenwinde sind, ist die Regenverteilung gänzlich übereinstimmend mit derjenigen der Tropenstationen in der Zeit, daß der Monsun von der Seeseite weht, nur sind die Unterschiede geringer. Die Sommermonate (Juni—August) von Rotterdam und De Bilt sind als Beispiele gewählt worden (Fig. 3).²⁾ Rotterdam, das dem Meere am nächsten liegt, hat

¹⁾ Die Zahlen verlaufen etwas unregelmässig wegen der Kürze der Beobachtungsreihe.

²⁾ Meded. en Verh. 34a. Kon. Ned. Meteor. Instituut, (1933), S. 7.

das Hauptmaximum am frühen Morgen, De Bilt, wo der Wärme-effekt stärker ist, am Abend. Der Maßstab dieser Kurven in Fig. 3 ist $2\frac{1}{2}$ mal so groß wie derjenige von Buitenzorg, Rogodjampi und Nijmegen in Fig. 1.

Ein Beispiel für die gemäßigte Zone vom einmaltäglichen ozeanischen täglichen Gang findet man auf der Küstenstation Valentia, im Südwesten Irlands, welche stark unter dem Einfluß des Meeres steht (siehe HANN-SÜRING, Lehrbuch der Meteorologie).

Bei den bisherigen Betrachtungen ist angenommen worden, daß die Verstärkung des nächtlichen Minimums in den Küstengegenden durch Stauung entsteht, deshalb von dynamischem Ursprung ist. Es scheint mir nicht annehmbar, daß der thermische Einfluß des kalten Landes zur Erklärung der nächtlichen Maxima dienen könnte. Abkühlung kann einige Auswirkung haben, wenn die abgekühlte Luft verhindert wird ab zu sinken durch eine Inversion, oder weil sie auf der Erdoberfläche ruht. Sie veranlaßt dann die Bildung von Schichtwolken oder Nebel und höchstens schwachem Niederschlag ¹⁾. Wenn jedoch die Luft sich frei in senkrechter Richtung bewegen kann, wird Abkühlung absteigende Luftbewegung und Auflösung der Wolken zur Folge haben. Die Größe des vertikalen Temperaturgradienten wird dann entscheidend sein für die Regenbildung; Abkühlung von unten wird das Temperaturgefälle abschwächen und im allgemeinen die Niederschlagsbildung hemmen.

Die Abhängigkeit des täglichen Ganges von der Windrichtung macht die Erscheinung in der gemäßigten Zone viel verworrener als in den Gegenden, wo die jahreszeitlichen Winde mit viel größerer Regelmäßigkeit wehen. Ein Beispiel vom Einfluß der Windrichtung wird im untersten Teile der Fig. 3 gegeben, wo für De Bilt der tägliche Gang in den Monaten März—November wiedergegeben ist, bei Seewinden (SW—N) und bei Landwinden (NE—S) ²⁾. Bei Seewinden kommt sehr deutlich das Maximum

¹⁾ Beispiele begegnet man in der letzten Hälfte der trockenen Winterzeit an den Küsten von Peru und Tonkin, in der Erscheinung der „Garua“ in Peru im August—September und des „Crachin“ in Tonkin von Ende Januar—März. Beide Erscheinungen treten auf in der Gestalt eines feuchten Nebels, und beschränken sich auf die untersten Luftschichten. In der übrigens trockenen Jahreszeit sind sie günstig für den Pflanzenwuchs durch die Verringerung der Verdunstung und einen feinen durchdringenden Staubregen, doch ist die Regenmenge nur gering. Die Garua verdankt wohl hauptsächlich ihr Entstehen der Abkühlung der Meeresluft über dem kalten Küstenwasser; sie wird vom Winde zum Festland getrieben, wo die Kondensation unterstützt wird von einer geringen Aufsteigung durch Stauung gegen die landwärts ansteigende Küstenebene. Auch beim Crachin ist Abkühlung im Spiel, doch scheint diese vielmehr hauptsächlich über dem verhältnismäßig kühlen Festland statt zu finden.

²⁾ Entlehnt an Meded. en Verh. 34a, S. 17.

am frühen Morgen zum Vorschein, das Nachmittagmaximum ist kaum sichtbar, dahingegen ist bei Landwinden das Nachmittagmaximum Hauptmaximum. ¹⁾

5. *Nacht- und Tagmaxima im allgemeinen. Nachtmaxima außerhalb der Küstengegenden*

Sowohl die Nacht- als die Tagmaxima sind schließlich die Folge der täglichen Temperaturschwankung. Deshalb darf man erwarten, daß beide im *Sommer* größer sind als im *Winter*, was im allgemeinen auch wohl zutrifft. Die Größe der Nacht- und Tagmaxima in Beziehung zu einander ist jedoch häufig verschieden im Winter und im Sommer. Einen Beispiel geben die untenstehenden Zahlen der Regenwahrscheinlichkeit in Paris, welche dem „Lehrbuch der Meteorologie“ HANN-SÜRINGS entnommen sind.

	Stunden					
	0—2	2—4	4—6	6—8	8—10	10—12
Winterhalbjahr	0.10	0.10	0.12	0.12	0.11	0.09
Sommerhalbjahr	0.07	0.07	0.07	0.07	0.06	0.07
	Stunden					
	12—14	14—16	16—18	18—20	20—22	22—24
Winterhalbjahr	0.08	0.09	0.09	0.10	0.10	0.10
Sommerhalbjahr	0.09	0.10	0.10	0.08	0.07	0.07

In diesem Falle kann für die Unterschiede im täglichen Gang eine Erklärung gegeben werden mittelst der Unterschiede in der Windrichtung im Winter und im Sommer. Im Winter ist hier der Wind vorwiegend NW, im Sommer SW ²⁾, in der erstgenannten Richtung ist die Entfernung vom Meere viel geringer und demzufolge ist im Winter das Klima mehr ein Küstenklima, im Sommer ist es mehr kontinental.

Auch *außerhalb der Küstenstriche* kommen Fälle vor von einem doppelt-

¹⁾ Die Trennung zwischen See- und Landwinden ist hier sicher nicht genau, weil durch die gekrümmten Windbahnen unter den Seewinden auch verkappte Landwinde und unter den Landwinden verkappte Seewinde stecken können. Deshalb darf dem Vorkommen der sekundären Maxima nicht zu viel Wert beigelegt werden.

²⁾ Siehe G. BIGOURDAN. Le climat de la France. Paris, (1916), S. 112 und 113.

tägigen Gang des Regenfalls. Die Nachtmaxima sind dann kleiner als diejenige des Nachmittags. Im „Lehrbuch“ HANN-SÜRINGS wird dies als der kontinentale Typus der Regenverteilung bezeichnet. Im Lehrbuch werden nur Beispiele aus der gemäßigten Zone erwähnt, doch kommt der Typus auch im tropischen Binnenland vor. In vielen Indischen Fällen ist ein geringer Einfluß des Meeres nicht ausgeschlossen.

Wir werden einige dieser tropischen Fälle näher betrachten, weil sie vielleicht dienen können zur Erklärung derjenigen in gemäßigten Gegenden, wo die Witterungsverhältnisse weniger übersichtlich sind.

Als Beispiele sind gewählt worden (Fig. 4): Buitenzorg in 250 m Höhe am Nordwestfuß des Zwillingsvulkans Pangerango-Gedeh in Westjava, Gamblok Selong in 1120 m Höhe am WNW.abhange des nämlichen Berges, und Bangelan in 370 m Höhe am Südabhange des Kawi in Ostjava. Die Stationen sind dem Monsunwinde ausgesetzt in Buitenzorg und Gamblok Selong im Westmonsun (Januar—Februar), in Bangelan im Ostmonsun (Juli—September), indem sie in der anderen Monsunjahreszeit im Windschatten des Berges liegen. Im ersten Falle weht der Bergwind gegen den Monsun, im zweiten kann er ungehindert abfließen. Im ersten Falle entstehen sekundäre Spätnachtmaxima, im zweiten nicht. Die Erklärung durch Stauung von Monsun und Bergwind ist hier die am meisten auf der Hand liegende, viel mehr als eine Erklärung auf Grund einer thermischen Wirkung.

In eingeschlossenen Becken und Tälern können nächtliche Maxima entstehen durch Stauung des Bergwindes, ohne Mitwirkung der Monsune. Als Beispiel ist in der Tabelle der Regenfall in den Übergangsmonaten für Kalisat aufgenommen, eine Station in 1100 m Höhe in der eingeschlossenen großen Kaldera des Idengebirges in Ostjava. Ein bekanntes Beispiel gibt weiter das Palutal in Nordcelebes südlich von Donggala. Dieses Tal ist lang und schmal und zu beiden Seiten von steilem und hohem Bergland begrenzt. Im Tale und dem sich anschließenden Meeresbusen wehen kräftige Berg- und Tal-, bez. Land- und Seewinde. Palu hat die kleinste Jahressumme des Regenfalls von allen Stationen des ganzen Archipels. Am Tage sind die Bergwände größtenteils in Wolken gehüllt, während über dem Tale der blaue Himmel zu sehen ist. Nachts wird dahingegen die Luft über dem Tale vom niederfließenden Hangwind aufgehoben. Was hier an Regen niederschlägt, fällt denn auch meistens in der Nacht oder am frühen Morgen.

Mehrmals habe ich vom Gipfel des Pangerangovulkans die gezwungene

Aufsteigung beobachten können beim Einsetzen des Bergwindes. Wenn es am Nachmittag geregnet hatte und die Luft über der angrenzenden Hochfläche Sindanglajas (1000—1300 m) nahezu mit Wasserdampf gesättigt war, bildete sich dann am Fuße des Berges ein niedrig über den Boden schwebender Wolkenwulst parallel zum Bergfuß, die Folge offenbar der Aufhebung durch den kalten Bergwind, der sich unter die feuchte Luft schob. Später verschwand diese Wolke wieder, wahrscheinlich dadurch, daß die untersten Luftschichten über der ganzen Hochfläche langsam den schwach geneigten Abhang hinunterflossen. Diese Wolkenform ist ein Gegenstück der Wolkenbände, die sich morgens, beim Anfang der aufsteigenden Bewegung längs den Gebirgshängen, besonders nach Regen, hoch an den Bergwänden bilden. Beide passen gut in das Schema, das A. WAGNER ¹⁾ von den Berg- und Talwinden gegeben hat.

Schließlich können die Spätnachtmaxima erwähnt werden, welche auf Indischen Berggipfeln beobachtet worden sind. Die folgenden Angaben von der Pangerangostation (3000 m) in Westjava geben ein Beispiel, wenigstens in den Westmonsunmonaten Januar—Februar.

Pangerango, 2-Stundensummen des Regenfalls pro Monat, in mm

1912—1925	Stunden					
	0—2	2—4	4—6	6—8	8—10	10—12
Januar—Februar . . .	28.4	33.7	32.4	29.2	23.3	31.0
Juli—September . . .	3.0	1.5	3.2	2.0	3.6	6.2
	Stunden					
	12—14	14—16	16—18	18—20	20—22	22—24
Januar—Februar . . .	56.0	79.0	71.6	39.4	28.8	23.8
Juli—September . . .	14.5	19.3	16.9	16.7	9.5	7.2

Wahrscheinlich hat man hier zu tun mit einer Stauwirkung des Windes, welche sich auch zeigt im häufigen Auftreten in der Nacht von Wolkenkappen auf dem Berggipfel. Der Effekt steigert sich im Laufe der Nacht,

¹⁾ A. WAGNER. Theorie und Beobachtung der periodischen Gebirgswinde. Gerl. Beitr. z. Geophysik, Bd. 52 (1938), S. 408.

weil die Windstärke erheblich zunimmt ¹⁾. Das Maximum fehlt im Ostmonsun, der trocknen Jahreszeit. Der Gipfel ragt dann hinaus in die trockene Luft oberhalb der Temperaturinversion, und die Stauwirkung ist dann wahrscheinlich nicht groß genug um die Kondensation einzuleiten.

Die Fig. 4 gibt diese Nachtmaxima wieder, die Kurven sind alle im gleichen Maßstab gezeichnet als diejenige von Buitenzorg in Fig. 1. Sie zeigt deutlich, daß die Nachtmaxima nur klein sind im Vergleich zu den Wärmemaxima des Nachmittags.

Der Zusammenhang, welche offenbar besteht zwischen dem täglichen Gange des Regens und der Windrichtung, besonders in gebirgigen Gegenden, macht es aussichtslos um ohne gründliche Kenntnis der örtlichen Verhältnisse und eine genaue Windstatistik die vielen scheinbar grillenhaften Abweichungen zu erklären, welche man im Binnenland der gemäßigten Zone antrifft.

6. *Nachmittagmaxima*

Die Indischen Beobachtungen liefern auch einen Beitrag zur Beantwortung der Frage in wiefern der tägliche Gang beeinflusst wird von Böen, die von entfernten Gewitterherden herrühren. Die Übersichtlichkeit der Erscheinungen wird hier in hohem Maße gefördert durch die Tatsache, daß die Wärmegewitter einen überwiegenden Einfluß haben auf die Regenbildung. Eine ganze Jahreszeit hindurch ändert sich die Windrichtung nur wenig, deshalb ist die Geburtsstätte jener aus der Ferne kommenden Böen immer nahezu dieselbe und kommen die zugehörigen Regenmaxima in den jahreszeitlichen Mittelwerten verhältnismäßig ungestört zum Vorschein.

Am frühesten sieht man die Nachmittagmaxima erscheinen an den Stationen, welche an den Berghängen in der Wolkenzone liegen. Die Böenbildung tritt am ehesten an den Hängen auf und die Böen entstehen an Ort und Stelle. Als Beispiel können die in § 2 erwähnten Jahreszahlen von Tosari herangezogen werden, welche ein Maximum zwischen 14 und 15 Uhr ergeben. In der Tabelle sind auch die Beobachtungen der Übergangsmonate (März, April, Oktober, November) in Tosari aufgenommen, um noch mit möglichen Störungen durch Windstau Rechnung zu halten. Sie zeigen ein noch etwas früheres Maximum, von 13—14 Uhr, und eine nur wenig kleinere Stundenmenge zwischen 14 und 15 Uhr. Kajumas (1060 m hoch, am Nordabhang des Idjengebirges in Ostjava)

¹⁾ Verhandelingen Batavia Nr. 8, I, S. 107.

hat in den nämlichen Übergangsmonate das Maximum schon von 12—13 Uhr, aber eine fast ebenso große Stundenmenge von 13—14 Uhr. Es ist zu bedenken, daß Tosari und Kajumas fast oben am Berghang liegen, dicht unter dem Kraterrande vom Tengger- und Idjengebirge, und daß wenig Einfluß zu erwarten ist von Böen, die sich noch höher gebildet haben und einige Zeit hätten brauchen müssen um den Beobachtungsort zu erreichen.

An den Stationen, die jetzt an die Reihe kommen, soll einer derartigen Verzögerung mehr oder weniger Rechnung getragen werden. Buitenzorg und Gamblok Selong haben im Januar—Februar Maxima zwischen 14 und 15 Uhr. Der Monsun weht in diesen Monaten in die Richtung des Gebirges, deshalb ist ein bedeutender Einfluß der Böen, die von den höheren Abhängen kommen, nicht zu erwarten. Dennoch ist eine geringe Verspätung im Auftreten des Nachmittagmaximums durchaus nicht ausgeschlossen, besonders weil zu rechnen ist mit Tagen, an welchen der Monsun schwach entwickelt ist, und mit der Tatsache, daß auch in Gamblok Selong noch ein großes Stück Berghang zwischen der Station und dem Gipfel liegt, der noch 1900 m höher aufragt und in horizontaler Richtung 7 km entfernt ist. Es läßt sich deshalb sehr gut erklären, daß im Juli—September, wenn die Station an der Leeseite des Berges liegt, das Maximum noch eine Stunde später auftritt, nämlich von 15—16 Uhr. Ganz in Übereinstimmung mit dem viel längeren Weg, den die Böen bis Buitenzorg (27 km vom Gipfel) zurück zu legen haben, ist im Juli—September das Maximum dort verspätet bis 17—18 Uhr. Kalisat (Fig. 4) hat in den Übergangsmonaten das Maximum um 14—15 Uhr (im Jahresmittel auch), also mit keiner oder sehr geringer Verspätung, was übereinstimmt mit der Lage, denn die Station befindet sich im Kraterbecken, in der Nähe (Entfernung 3 km) des Nordrandes und nur wenig unterhalb desselben. Bangelan (Fig. 4) hat das Maximum später, im Juli—September zwischen 15 und 16 Uhr (auch im Jahresmittel), es liegt denn auch weiter, nämlich 15 km vom Bergkamme.

In der Ebene fallen die Maxima später. Man kann hier denken an einen Einfluß der Topographie, nämlich daran, dass auf geneigtem Boden die Wärmegewitter früher entstehen als über einer wagerechten Ebene. Dieser Faktor zählt zweifellos mit, doch sind auch andere wirksam. In den Küstenstrichen gibt es den Einfluß des Seewindes, der durch seine verhältnismäßig niedrige Temperatur die Wärmekonvektion hemmt und am Nachmittag den Himmel aufklären macht, wodurch das Regen-

maximum sich verschiebt nach der Zeit des Abflauens des Seewindes. Wir haben in § 4 Rogodjampi und Manokwari erwähnt als Fälle, wo in dieser Weise das Maximum gänzlich unterdrückt wird. Dann ist ferner noch der Einfluß zu nennen von Böen, die vom Gebirge stammen, und der, wo er merkbar auftritt, stark verspätete Maxima geben kann.

An der Hand der Mittelwerte ist gewöhnlich schwer zu unterscheiden zwischen den Böen, die in der Nähe des Beobachtungsortes entstehen und derjenigen, die vom Gebirge kommen; die Maxima fließen zusammen zu einem einzigen flachen Nachmittagmaximum. In einigen Fällen kann man jedoch zwei getrennte Regenmaxima unterscheiden, von denen das eine den Böen aus der Nähe, das spätere den aus der Ferne angetriebenen Berggewittern sein Entstehen verdankt; zum Beispiel ist dies wahrscheinlich der Fall in Batavia (Fig. 5) während des Ostmonsuns (Juli—September) mit Maxima um 16—17 und 18—19 Uhr; die Fortbewegung der Böen aus dem Gebirge wird hier unterstützt von der Südkomponente des Monsuns (Entfernung vom Bergkamme 65 km). Im Westmonsun erreichen sie Batavia nicht und gibt es nur ein Nachmittagmaximum (Januar—Februar, 16—17 Uhr, Fig. 3). In Menado, an der NW. küste von Nordcelebes, das dem Gebirge viel näher liegt (Entfernung 16 km), kommen im Januar—Februar, obgleich der Monsun von der Meeresseite weht, doch 2 Nachmittagmaxima vor, nämlich um 14—15 und 19—20 Uhr. Dadurch, daß die Gebirgsgewitter sich gegen die allgemeine Luftströmung fortbewegen müssen um Menado zu erreichen, wird ihre Ankunft genügend verspätet um eine Trennung der Maxima herbei zu führen. Etwas ähnliches findet man in Medan, in der Ostküstenebene Nordsumatras (Januar—Februar, Maxima um 14—15 und 22—23 Uhr). Die Entfernung des Gebirges ist hier ziemlich groß (45 km), doch ist der Monsun schwach. In der anderen Jahreszeit, wenn ein schwacher Monsun vom Gebirge weht, tritt das Maximum weniger stark verspätet auf (Juli—September, 18—19 Uhr). Wir können auch noch die Regen in der Übergangszeit (März, April, Oktober, November) in Pekalongan nennen, eine Station an der Nordküste Mitteljavas, wo sich im Süden in 36 km Entfernung hohes Gebirge in O—W.licher Richtung erstreckt. Das Hauptmaximum fällt hier um 20—21 Uhr, ein kleineres Maximum um 17—18 Uhr. An der Küstenstation Padang, wo der Wind sehr schwach ist und das hohe Gebirge ziemlich nahe (24 km), ist allerdings der Einfluß der Böen vom Gebirge von überwiegender Bedeutung. Das Maximum (Jahr) fällt zwischen 17 und 18 Uhr. Die in § 2 erwähnte Hochflächestation Bandung, die

im Norden auf 5 km und nach dem Süden auf 26 km von Bergkamme entfernt liegt, hat 2 Maxima (Jahr), eins um 15—16 Uhr und ein zweites um 17—18 Uhr. In Fig. 5 sind die Beobachtungen der letztgenannten Ebenestationen graphisch eingetragen.

Es sind in § 2, außerhalb Bandung, noch einige andere Stationen erwähnt worden mit einmaltägiger Schwankung und ziemlich ungestörter Lage im Binnenland. Von diesen haben Modjowarno, Fort de Kock, Kalibagor und Wedi alle im Jahresmittel das Maximum zwischen 15 und 16 Uhr, doch fällt es in Sawahan, das am weitesten vom Gebirge entfernt liegt und vielleicht mehr unter dem Einfluß des Meeres steht, 2 Stunden später.

Bei näherer Betrachtung der Kurven I, II, III und V in Fig. 5 bekommt man den Eindruck, daß der Einfluß des Seewindes, der eine Aufklärung der Luft bewirkt, an den Küstenstationen nicht nur eine Verspätung des Nachmittagmaximums hervorruft, sondern auch die Ursache sein kann von einem verfrühten Auftreten von Maxima, seien es auch meistens sekundäre Maxima. Namentlich in jenen Fällen, wo schon frühzeitig am Nachmittag ziemlich viel Regen fällt, ehe die aufklärende Wirkung des Seewindes sich gelten läßt. Es entsteht dann eine Einsinkung in der Kurve, welche an der Vorderseite ein Maximum übrig läßt, das ebenso frühzeitig auftritt als dasjenige von Tosari (Fig. 1). Menado hat es im Januar—Februar zwischen 14 und 15 Uhr, Medan (Januar—Februar) ebenso und man findet es zur gleichen Zeit in der Batavia-Kurve (Juli—September), wenn auch schwach entwickelt. In Pekalongan trifft man diese Resterscheinung an als sekundäres Maximum um 13—14 Uhr.

Es kann noch aufmerksam gemacht werden auf die Tatsache, dass in der regenarmen Zeit die Maxima später auftreten als in der feuchten Jahreszeit. In der Regenzeit genügt schon eine kürzere Erwärmung um den Kondensationsvorgang ein zu leiten. Demzufolge verfrüht sich auch das Maximum, denn durch die Abkühlung, welche sie hervorrufen, wirken die ersten Böen hemmend auf die Regenbildung später am Tage. Wir werden von dieser Erscheinung nur das am wenigsten gestörte Beispiel anführen, das zur Verfügung steht, nämlich Tosari. In der Trockenzeit (Juli—September) fällt hier das Maximum um 16—17 Uhr, in den feuchteren Übergangsmonaten (März, April, Oktober, November) zwischen 13 und 15 Uhr.

Schließlich seien hier noch die Beobachtungen angeführt, welche in Niederländisch-Indien auf 2 hohen isolierten Berggipfeln gemacht worden

sind, auf dem 3000 m hohen Pangerango in Westjava und dem 2880 m hohen Singgalang in Mittelsumatra. Die 2-Stundenmittel des Pangerango im West- und Ostmonsun findet man im vorigen Paragraph. Das Nachmittagsmaximum fällt vorwiegend zwischen 14 und 16 Uhr, in einigen Monaten zwischen 16 und 18 Uhr. Der Singgalang hat ebenso das Maximum vorwiegend um 14—16 Uhr, nur selten zwischen 16 und 18 Uhr. Die Jahresmittel für beide Stationen werden hier unten aufgenommen.¹⁾

2-Stundensummen des Regenfalls pro Jahr, in mm

Pangerango, 1912—1925 Singgalang, 1917—1924	Stunden					
	0—2	2—4	4—6	6—8	8—10	10—12
	128 255	129 182	128 156	118 110	122 137	233 288
Pangerango, 1912—1925 Singgalang, 1917—1924	Stunden					
	12—14	14—16	16—18	18—20	20—22	22—24
	472 476	631 567	572 509	362 384	234 312	172 284

Der Unterschied mit den Hangstationen in der Wolkenzone ist gering, jedoch fällt das Maximum auf den hohen Gipfeln etwas später, was in Übereinstimmung ist mit der Erfahrung, denn die Berghänge sind gewöhnlich früher von Wolken bedeckt als die hohen Gipfel.

7. Minima

Durch die vorangehenden Betrachtungen hinsichtlich der Faktoren, welche die Regenbildung fördern, haben die Minima des täglichen Ganges in der Hauptsache schon eine Erklärung gefunden. An den Stationen wie Tosari (Jahr) und Buitenzorg (Juli—September), wo nachts der Bergwind weht und keine störenden Windwirkungen vorkommen, nimmt ein niedriges und flaches Minimum den größten Teil der Spätnacht und der ersten Morgenstunden ein. Je nachdem die Nachtregen ausgiebiger

¹⁾ Der Singgalang hat kein Spätnachtsmaximum, wie der Pangerango (siehe § 5), wahrscheinlich weil die Windstärke zu gering ist.

auftreten, beschränkt sich das Minimum mehr auf die frühen Morgenstunden. An einer großen Anzahl der Stationen fällt es ungefähr um 9 Uhr, den Zeitpunkt an dem gewöhnlich die Kumuluswolken anfangen sich zu bilden und der Einfluß der Wärmekonvektion merkbar zu werden beginnt.

Der Einfluß des Meeres kann an den Küstenstationen das Auftreten des Minimums verspäten. Gute Beispiele für den Fall, daß der Einfluß der Monsune geringe Bedeutung hat, liefern Pekalongan (Übergangsmonate) und Padang (Jahr) (siehe Fig. 5). Sie haben ungefähr den gleichen täglichen Gang, mit der Einschränkung, daß wegen der größeren Entfernung, welche die Böen vom Gebirge zurückzulegen haben, das Maximum in Pekalongan später auftritt. Das Minimum fällt etwa um 12 Uhr. Besonders für Padang, wo das hohe Gebirge nur 24 km entfernt ist, darf man annehmen, daß es unter dem Einfluß der Erwärmung einen starken Zug ausübt auf den Seewind, wodurch eine Zirkulation entsteht, in der die aufsteigende Bewegung über der Küstenebene gering ist und die Aufsteigung hauptsächlich erst an den Berghängen beginnt. In der Nähe der Küste wird deshalb die Kondensation infolge lokaler Konvektion fast gänzlich ausbleiben und erst später, wenn die Böen anfangen vom Gebirge zu kommen, wird der Regenfall zunehmen.

Eine weitere Verspätung tritt ein, wenn durch eine kräftige Monsunströmung die Meeresluft auf das Land getrieben wird und die Böen vom Gebirge aufgehalten werden, wie in den Fällen Rogodjampi (Juli—September) und Manokwari (Juli—September), welche in § 4 besprochen worden sind (siehe Fig. 1 und 6). Ein anderes Beispiel gibt Ambon im Ostmonsun (Juli—September). Das reinste Beispiel vom Einfluß des Meeres liefert der Regenfall von Discovery Oostbank (Jahr), das nicht mehr ist als ein niedriges Korallenriff, südlich vom Eingang der Karimatastraße (zwischen Borneo und Billiton). Das Minimum fällt zwischen 18 und 19 Uhr.

BESONDERE FÄLLE VON TEMPERATUR- UND WINDWIRKUNGEN

8. *Temperatureinfluß*

Es ist eine bekannte Tatsache, deren Erklärung ganz passt zu unseren Betrachtungen über den Temperatureffekt in § 4, daß Küstenländer, die von kalten Meeresströmungen berührt werden, trocken sind. Ein merkwürdiger Fall dieser Wirkung des kalten Wassers, der schon anderswo

beschrieben worden ist ¹⁾, sei hier erwähnt, nämlich die Trockenheit auf den Leewärts Inseln in Westindien. Folgendes ist der genannten Schrift entnommen.

„Nicht nur auf Aruba, Curaçao und Bonaire ist der Regenfall gering, das regenarme Gebiet breitet sich aus ²⁾ längs der Küste von Südamerika von Santa Marta in Kolumbien im Westen bis zu der Insel Margarita im Osten. KÖPPEN ³⁾ schreibt das Vorkommen dieser isolierten Trockenzone der Anwesenheit kalten Tiefenwassers zu. Die Umstände sind dafür günstig, weil die Küstenlinie vorbei Trinidad nach Westen umbiegt und demzufolge der Südäquatorialström sich hier von der Küste entfernt. Als Beweis für KÖPPENS Erklärung führt SCHOTT ⁴⁾, auf Grund der Angaben, die im Kartenwerk des Niederländischen Meteorologischen Institutes über den Atlantischen Ozean vorkommen, Monatsmittel der Wassertemperatur an, aus denen die untenstehenden Zahlen abgeleitet sind.

		April—September		Oktober—März	
		66°—64° W. Länge	64°—62° W. Länge	66°—64° W. Länge	64°—62° W. Länge
N. Breite . . .	16°—14°	27.5	27.4	26.5	26.6
	14°—12°	27.1	27.1	26.6	26.7
	12°—10°	25.9	26.1	26.1	26.1

Die Temperaturabnahme zwischen dem Gebiet des Äquatorialstromes und der Küste ist am größten im April—September, wenn der Regenfall in der Trockenzone am geringsten ist. Als Ursache des Unterschiedes nennt SCHOTT die größere Stromgeschwindigkeit des Äquatorialstromes in dieser Jahreszeit.

Es scheint mir, daß KÖPPEN und SCHOTT mit Recht die Wassertemperatur als die wichtigste Ursache des Trockengebietes annehmen.

Aus den besprochenen Schiffsbeobachtungen lassen sich für 66°—64° W. Länge die folgenden Unterschiede ableiten zwischen Luft- und Wassertemperatur.

¹⁾ Meded. en Verh. 36. Kon. Ned. Meteor. Instituut, (1935), S. 82.

²⁾ Siehe K. KNOCH. Klimakunde von Südamerika. Handbuch der Klimatologie, Bd. II, Teil G.

³⁾ W. KÖPPEN. Die Ursache des Trockengebietes an der Nordküste von Südamerika. Meteorol. Zeitschrift. Okt. 1932, S. 400.

⁴⁾ G. SCHOTT. Annalen der Hydr. u. Mar. Met., (1932), S. 292.

	N. Breite	April—September	Oktober—März
Lufttemperatur minus Wassertemperatur. .	16°—14°	— 0.05	+ 0.12
	14°—12°	+ 0.77	+ 0.35
	12°—10°	+ 0.78	+ 0.55

Die Lufttemperatur nimmt weniger schnell mit der Breite ab als die Wassertemperatur, und indem im Norden beide ungefähr gleich sind, ist im Süden das Wasser mehr als 0°.5 kälter als die Luft. Der Nordostpassat wird beim Kontakt mit dem kälteren Wasser abkühlen, wodurch in diesem Gebiet eine geringe absteigende Bewegung entsteht, während die Luft im umringenden nicht abgekühlten Gebiet aufsteigen wird. Die absteigende Bewegung wird die Luft trockner machen und durch Abschwächung des vertikalen Temperaturgradienten hemmend einwirken auf die lokalen aufsteigenden Bewegungen."

9. *Gezwungene Aufsteigung des Windes*

Es ist eine merkwürdige Tatsache, daß Wirkungen der gezwungenen Aufsteigung durch Bodenerhebungen sich in so großer Entfernung vor dem Gebirge kennbar machen. Angaben, die sich auf diese Erscheinung beziehen, können einer Untersuchung entnommen werden über den Regenfall an der Westküste Sumatras an Tagen mit starken Westwinden auf den Hochebenen Sumatras, an denen an der anderen Seite des Gebirges der Föhnwind Bohorok auftritt.¹⁾

Die Untersuchung umfasst 286 Bohoroktage, die in Deli (die Gegend der Tabakpflanzungen oberhalb Medan) vorgekommen sind in den Jahren 1901—1916.

An 4 Stationen der Westküste, Padang, Ajerbangis, Rondeng (Singkel) und Meulaboh, ist an diesen Tagen die positive Abweichung 50 % und mehr der normalen Regenmenge pro Tag. Die größte negative Abweichung, 50 % und mehr des normalen Regenfalls, wird angetroffen in Medan und Sibuhuan (in Padanglawas), den bekanntesten Föhngebieten. An den mehr als 100 km aus der Küste liegenden Inselstationen Poeloe Tello und Goenoeng Sitoli beträgt die positive Abweichung noch gut 20 %. Offenbar fängt die Luft schon in großer Entfernung vom Gebirge an eine steigende Bewegung an zu nehmen und die verhältnismäßig kleine

¹⁾ Siehe Verhandelingen N°. 8, Batavia, II, S. 150.

Windgeschwindigkeit an der Küste ist auch eine Andeutung dafür, daß der Lufttransport hauptsächlich in größerer Höhe stattfindet.

Die aufsteigende Bewegung der aufgestauten Luft scheint in einigem Abstand von dem Gebirge am kräftigsten zu sein. Darauf weisen wenigstens einige Fälle hin außerordentlich schweren Regensfalls im übrigens relativ trocknen Südostmonsun auf kleinen Inseln, welche vor gebirgigen Küsten liegen. Gemeint sind die Juni-Maxima in Ambon und Faisi ¹⁾ beziehungsweise 651 und 362 mm, und das Mai-Maximum von Tami, 823 mm. Ambon liegt etwas mehr als 50 km vor der großen gebirgigen Insel Ceram, Tami in Neuguinea im Norden des Huongolfes vor der gebirgigen Küste des Kaiser Wilhelmlandes, und Faisi vor der großen Insel Bougainville.

Für die Beantwortung der Frage, unter welchen Verhältnissen die größten Regenmengen durch Stauung entstehen, liefern die hohen 24-Stundenmaxima einen guten Maßstab. Man darf nämlich wohl annehmen, daß es besonders die Stauungsregen sind, welche diese großen Tagesmaxima geben. Nur die fortwährende neue Zufuhr von Wasserdampf durch einen kräftigen Luftstrom ist im Stande den Kondensationsvorgang mit der erforderlichen Intensität im Gang zu halten. Die folgenden Angaben für Java sind einer Arbeit Dr. J. BOEREMAS ²⁾ entnommen.

Die Stationen mit den höchsten Zahlen liegen gruppenweise zusammen. Man findet sie an den dem Nordwestmonsun ausgesetzten Berghängen in Pekalongan und Semarang, dem NW. abhang des Tjerimé (in Cheribon) und den den Südwest-, Süd- und Südostwinden zugekehrten Berghängen im Südpreanger, und in Pasuruan und Besuki. An den regenreichsten dieser Abhänge steigen die größten Tagessummen in der Regel oberhalb 350 mm, am Westabhang des Muria (Japara) noch höher, nämlich bis 400—450 mm.

Aus denselben Gründen darf man wohl annehmen, daß die sehr hohen Monatssummen großenteils ihr Entstehen den Regen des gezwungenen Aufsteigens der Luft verdanken. Die größten mittleren Monatssummen sind für Java ³⁾: Sadareke (NW. hang des Tjerimé, Cheribon, 1100 m hoch) 1002 mm im Januar und 945 mm im Februar, Tombo (im Süden Pekalongans, 720 m) 992 mm im Februar, Batealit (Westabhang des Muria, Japara, 175 m) 1001 mm im Januar, Kranggan (südwestlich vom

¹⁾ Handbuch der Klimatologie, Bd. IV, Teil R, S. 95.

²⁾ Grootste regenval in verband met waterafvoer. De Waterstaats Ingenieur, 1918. Siehe auch Verhandelingen N°. 8, Batavia, I, S. 156.

³⁾ Verhandelingen N°. 8, Batavia, I, S. 157.

Slamat, Banjumas, 311 m) 973 mm im Oktober. Sadareke und Batealit liegen im Nordwestmonsun an der Windseite freistehender Vulkane, ganz offen vor dem kräftigen, feuchten, vom Meere wehenden Monsunwind. Tombo liegt am Abhang einer mehr geschlossenen Bergkette, jedoch nahe dem Ende, wo der Wind einen Durchgang findet zum Innere des Landes. Kranggan empfindet den Einfluß der gezwungenen Aufsteigung des Südwindes, es liegt an der Luvseite eines ziemlich niedrigen Bergpaßes, wo der Wind einen bequemen Durchgang findet; an der anderen Seite des Paßes treten Föhnwinde auf.

Ein merkwürdiger Gegensatz in der Regenbildung durch gezwungene Aufsteigung an der Windseite und Föhnwirkung an der Leeseite kommt vor beim Ostmonsunregen in Besuki (Ostjava), südlich und nördlich des Idjengebirges. An der Südostseite staut hier ein kräftiger Monsunwind aus dem Indischen Ozean gegen den aus der schmalen Küstenebene steil aufragenden Berg (siehe auch Rogodjampi, in § 4). Im August fällt in Pakudo (740 m hoch) am Südhang 426 mm, gegen 18 mm in Kajumas (1060 m) am Nordabhang, und auf den Stationen in der Niederung fällt 169 mm in Dadapan (Südostseite) gegen 1 mm in Kajumas (Nordseite).

Andere große Monatssummen von etwa 1000 mm, welche größtenteils an gezwungener Aufsteigung zuzuschreiben sind, findet man in Südostasien ¹⁾, wo der feuchte Südwestmonsun gegen das Küstengebirge aufläuft. Tavoy (6 m hoch, in Burma südlich von Rangun) hat im Juli durchschnittlich 1228 mm, Kaskong (10 m, am Golf von Siam, am Fuß des Küstengebirges von Cambodja) 976 mm im August, Iba (5 m, in den Philippinen an der Westküste Luzons) 935 mm im Juli und 1035 mm im August.

Dieser Windeinfluß kann so stark werden, daß die Monsune ihr Charakter gänzlich ändern. In Ostjava, das im allgemeinen im Ostmonsun sehr trocken ist, hat die schon früher erwähnte Station Pakudo im August fast die gleiche Regenmenge wie im regenreichsten Monat (Januar) des Westmonsuns, beziehungsweise 426 und 477 mm.

¹⁾ Siehe Handbuch der Klimatologie, IV, R, S. 5. Man findet hier auch einige Regenzahlen, die etwas abweichen von denjenigen in der Publikation der vorigen Fussnote, durch Umrechnung des Monats auf $\frac{1}{12}$ Jahr und die etwas längere Beobachtungsperiode.

