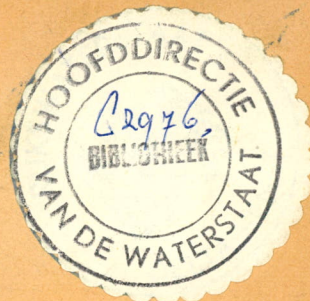


DIRECTIE VAN DE WIERINGERMEER
(NOORDOOSTPOLDERWERKEN)
LANDBOUWHOGESCHOOL
(AFD. NATTE ONTGINNING)

di: 180443

BIBLIOTHEEK

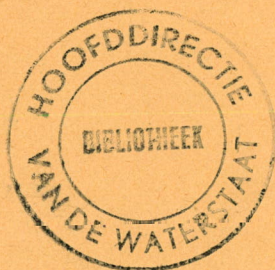


BODEMKUNDE DER NEDERLANDSE BEDIJINGEN EN DROOGMAKERIJEN

DOOR

A. J. ZUUR

Deel C. Het watergehalte, de indroging en enkele daarmee samenhangende processen.



2976

DIRECTIE VAN DE WIERINGERMEER
(Noordoostpolderwerken)

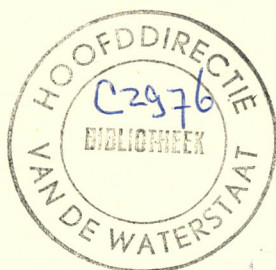
LANDBOUWHOGESCHOOL
(Afd. Natte Ontginning)

BODEMKUNDE DER NEDERLANDSE BEDIJINGEN
EN DROOGMAKERIJEN

door

A. J. Zuur

Deel C. Het watergehalte, de indroging en enkele
daarmede samenhangende processen.



Deel C van de "Bodemkunde der Nederlandse Bedijkingen en Droogmakerijen" handelt in de eerste plaats over het watergehalte van de betrokken gronden en hun indroging. Op deze indroging berusten de rijping en de inklinking, zodat deze in aansluiting daaraan ook besproken zijn.

Bij het samenstellen van deel C bleek duidelijk, dat de bodemphysica van de drooggelegde gronden veel minder ontwikkeld is dan de bodemchemie. Dit uit zich o.a. hierin, dat de gegevens bij tal van onderdelen onvolledig of zeer vaag zijn. Haast nog erger is, dat door het ontbreken van bekende en algemeen aanvaarde grondbegrippen de behandeling van de stof vaak meer die van een betoog dan van een overzicht is; de evenmin bedoelde uitvoerigheid berust op dezelfde oorzaak.

Doordat de bodemphysica der jonge gronden een zo weinig ontwikkeld vak is, zijn de hier behandelde gegevens grotendeels nog niet gepubliceerd. De gegevens over de doorlatendheid van jonge gronden berusten op het werk van wijlen Ir.M.J.Donkersloot en van Ir.W.H.Sieben; in algemene zin is in dit hoofdstuk over de rijping veel aan het werk van Ir.Sieben ontleend. Het hoofdstuk over de inklinking berust vrijwel geheel op het werk van Ir.H.Smits. Tenslotte zijn ook gegevens en opvattingen ontleend aan het werk van Ir.J.C.de Koning (indroging kweldergronden), Dr.L.Pons (waterfactor veengronden), Dr.B.Verhoeven (rijping kweldergronden) en vooral aan dat van Ir.I.Zonneveld (alle gegevens over watergehalte, indroging, rijping en inklinking van de gors- en griendgronden). Deze gegevens zullen te zijner tijd door de betrokkenen worden verwerkt en gepubliceerd, en zij mogen daarom zonder toestemming niet voor andere doeleinden worden gebruikt.

Mede in verband daarmee draagt dit geschrift een vertrouwelijk karakter; in het bijzonder is vermenigvuldiging of overneming in andere publikaties zonder toestemming van de schrijver niet toegestaan.

In de tekst is onderscheid gemaakt tussen hoofd- en bijzaken; de bijzaken zijn met een nauwere regelaafstand en een grotere marge getypt.

De schrijver dankt tenslotte Dr.G.H.Bolt, Drs.H.van Dijk en Prof.Ir.E.C.W.A.Geuze voor het doorlezen van het manuscript en voor het daarin aanbrengen van enkele correcties.

Kampen, maart 1958.

INHOUD

Hoofdstuk I. Het watergehalte en de indroging (bl. 1 - 33)

Algemene opmerkingen over het watergehalte; voorkomen van het water in de grond; het proces van de daling van het watergehalte bij jonge gronden; het proces van de toename van het watergehalte bij jonge gronden; daling van het watergehalte onder natuurlijke omstandigheden en waterhuishouding in de evenwichtstoestand; het watergehalte van mariene slibgronden bij het droogvallen; de afname van het watergehalte bij mariene slibgronden; factoren, die van invloed zijn op de mate van indroging; het watergehalte van slik- en kweldergronden; het watergehalte van gors- en griendgronden; algemene beschouwingen over het watergehalte van veengronden; het watergehalte van veengronden.

Hoofdstuk II. De rijping (bl.34 - 66)

Algemene opmerkingen over de rijping; de rijping van zware slibgronden; de toename van de doorlatendheid en de waterberging bij de zware slibgronden; factoren, die van invloed zijn op de toename in doorlatendheid en waterberging; de rijping van kweldergronden; de rijping van gors- en griendgronden; de rijping van veengronden; het verschijnsel van de z.g. irreversibele indroging bij venige gronden; factoren, die van invloed zijn op de irreversibele indroging; de irreversibele indroging bij de verschillende veensoorten; voorkoming van en behandeling van irreversibele indroging.

Hoofdstuk III. De inklinking (bl.67 - 98)

Algemene opmerkingen over de inklinking; enkele grondmechanische begrippen over de inklinking; de inklinking van de bovenlaag bij Zuiderzeeslibgronden; de inklinking van de bovenlaag bij kweldergronden; de inklinking van de bovenlaag bij gors- en griendgronden; de inklinking van de bovenlaag bij veengronden; algemene beschouwingen over de inklinking der diepere lagen; de inklinking van de diepere lagen bij klei- en zavelgronden; de inklinking van de diepere lagen bij veengronden; de invloed van de kwel op de inklinking van de diepere lagen.

HOOFDSTUK I. HET WATERGEHALTE EN DE INDROGING.

Algemene opmerkingen over het watergehalte. De betekenis van het water in de grond is een zeer veelzijdige: het bodemwater levert o.a. een bijdrage tot de watervoorziening der gewassen, speelt een rol bij de structuur en structuurvorming en is oplos- en transportmiddel voor de voedingsstoffen. Deze functies van het bodemwater zijn niet specifiek voor drooggevallen gronden, en de er aan verbonden problemen onderscheiden zich ook niet wezenlijk van die der oudere gronden; zij behoeven hier daarom niet behandeld te worden.

Waar het in dit hoofdstuk wel om gaat, is dat pas drooggevallen gronden, althans de meer kleihoudende, een aanmerkelijk hoger watergehalte hebben dan vergelijkbare oudere. Dit hogere watergehalte - en de afname tot het normale - beïnvloedt het fysisch gedrag van jonge gronden in sterke mate.

In de eerste plaats zijn jonge gronden (behalve dan de zandgronden) bij het droogvallen door hun hoge watergehalte slap en onbegaanbaar; pas door de indroging, die na het droogvallen optreedt, krijgen zij een zekere stevigheid. De gronden kunnen niet eerder in cultuur worden genomen, dan wanneer zij voldoende opgestijfd zijn. Welk watergehalte jonge gronden bij het droogvallen hebben en hoe snel dit na het droogvallen daalt, is daarom een belangrijke aangelegenheid.

Door de indroging ontstaan ook scheuren in de grond. De scheuren vergroten in hoge mate de doorlatendheid en waterberging, die bij pas drooggevallen gronden meestal nog zeer gering zijn. De scheurvorming is daardoor van veel betekenis voor de ontwatering van de grond; zij zal in een later hoofdstuk afzonderlijk worden besproken.

Door de afname van het watergehalte klinkt de grond ook in. De inklinking is eveneens een gewichtig proces in jonge gronden; zij zal daarom ook in een apart hoofdstuk worden besproken.

Voorkomen van het water in de grond. Bij het droogvallen van een onder water gelegen terrein is de bodem geheel met water verzadigd. Een gedeelte van dit water is door verschillende krachten aan de grond gebonden; dit water zal het sorptiewater worden genoemd. Het overige is het vrije water.

De krachten, waardoor het sorptiewater aan de mineralen wordt gebonden, zijn van verschillende aard. De binding is ten dele een gevolg van het feit, dat water een dipool is en dus door de ionen van de minerale delen wordt aangetrokken; daarnaast dragen van der Waals-London krachten ook enigermate bij tot de aantrekking der waterdeeltjes. De hoofdrol bij de waterbinding wordt echter gespeeld door de uitwisselbare kationen, die in het bodemwater de minerale deeltjes in een diffuse laag omgeven.

Deze uitwisselbare kationen zijn, al hebben zij een zekere bewegingsvrijheid, toch aan de bodemdeeltjes gebonden en daardoor werkt de hierboven genoemde diffuse laag als een osmometer: de ionenconcentratie is in de diffuse laag hoger dan in de rest van het bodemwater en daardoor dringen de waterdeeltjes de ionenzwerm binnen; zij expanderen deze tot de osmotische werking evenwicht maakt met de adsorptieve. Bezien van de kant van het water komt het er dus op neer, dat het water door de ionenzwerm wordt aangetrokken; het water in de geëxpandeerde ionenzwerm wordt daardoor aan de bodemdeeltjes gebonden of - om terug te keren tot de uitgangsterminologie - daaraan geadsorbeerd.

Daar de ionenzwerm buitenwaarts geleidelijk ijler wordt, neemt de kracht van de osmotische werking in die richting eveneens geleidelijk, en zonder een scherpe grens te vormen af; als gevolg daarvan is de grens tussen sorptie-water en vrij water arbitrair.

De moeilijkheid om aan te geven, hoeveel sorptiewater een grond bevat, wordt nog vergroot, doordat zowel de cijfers die men vindt voor het oppervlak van één g klei als die over de "dikte" van de laag sorptie-water, sterk uiteen lopen (oppervlak 1 g illiet-klei - het voornameste kleimineraal der Nederlandse gronden - 20 à 120 m²; dikte laag sorptie-water 2-20 millimu); bij het hier na te bespreken structuurmodel van klei wordt uitgegaan van 70 m² oppervlak per g lutum en een dikte van de laag sorptie-water van 7 millimu bij het droogvallen en $3\frac{1}{2}$ in de eindtoestand.

Zoals reeds opgemerkt, is bij onder water gelegen gronden de bodem geheel met water verzadigd, zodat deze in volume maat evenveel water als poriën bevat; het watergehalte wordt dus bepaald door het poriënvolume.

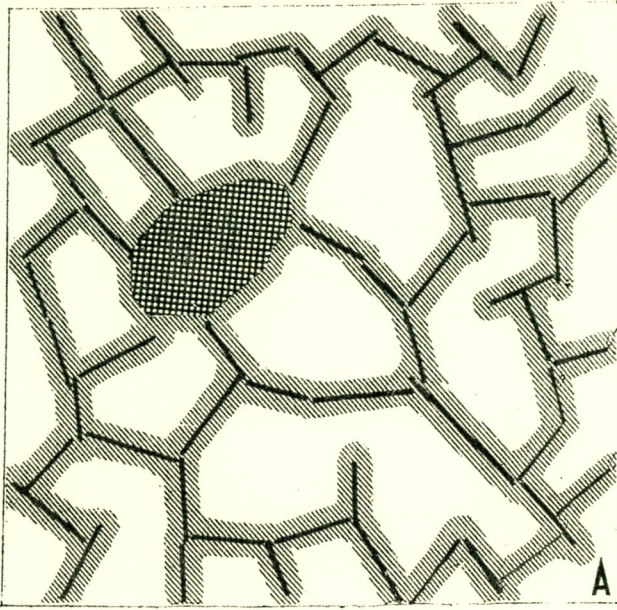
Wat dit poriënvolume betreft, bij kleiarne zandgronden heeft het sorptie-water, vanwege de grote afmetingen der grondpartikelletjes, verhoudingsgewijs niet veel te betekenen; de grondpartikelletjes kunnen dus geacht worden zonder meer tegen elkaar aan te liggen. Beschouwt men deze grondpartikelletjes als bollen van gelijke grootte, dan is het poriënvolume onafhankelijk van de grootte der bollen (gaat men b.v. uit van een kubische stapeling, dan is de volumeverhouding van de bollen tot hun omschreven kubussen - $\frac{4}{3}\pi r^3 : 8 r^3$ - voor elke waarde van r dezelfde). Wel is van invloed de stapeling der bollen (b.v. kubische of dodekaëdrische stapeling) en vooral de grootteverhouding der korrels onderling (n.l. of er kleine korrels

zijn, die in de openingen tussen de grotere passen).

Stapeling en onderlinge grootte-verhouding der korrels lopen bij kleiarne jonge zandgronden blijkbaar niet veel uiteen, want deze hebben bij het droogvallen vrijwel alle een poriënvolume van 35 à 40%; met het toenemen van de fijnheid van het zand neemt het poriënvolume in de regel iets toe. Dit poriënvolume van 35 à 40% komt overeen met een watergehalte van 20 à 25 g per 100 g droge stof. Bij dit poriënvolume van 35 à 40% (afhankelijk van de fijnheid van het zand) is de stapeling der zandkorrels reeds zo dicht, dat zij zelfs door een aanzienlijke druk vrijwel niet meer te verkleinen is.

Bij kleigronden zijn de bodempartikel-tjes veel kleiner (de mediaan van de lutumfractie ligt bij $\pm 1/10$ mu, van de zandfractie der mariene zandgronden bij ± 100 mu). Het sorptie-water is daardoor bij kleigronden verhoudingsgewijs van meer betekenis dan bij zandgronden en het kan hier niet buiten beschouwing blijven. Elk partikel-tje is dus omgeven door een in verhouding tot de grootte van het deeltje dikke watermantel; een deel van dit water is zo vast aan het partikel-tje gebonden, dat het daarmee min of meer een eenheid vormt. Tussen deze eenheden kan - gelijke grootteverhouding en stapeling vooropgesteld - evenveel vrij water worden geborgen als tussen bodemdeeltjes zonder sorptie-water (zoals, praktisch gesproken, bij zandgronden het geval is). En daar de eenheden bij de kleigronden gedeeltelijk uit water bestaan, is het totale watergehalte van kleigronden - en ook het poriënvolume - groter dan van zandgronden.

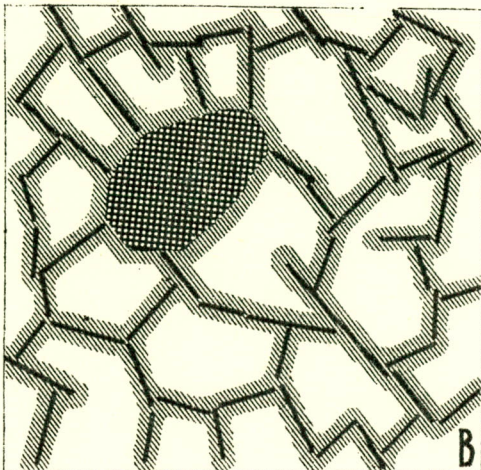
Het poriënvolume van jonge kleigronden is evenwel nog aanzienlijk groter dan uit deze beschouwing zou volgen. De deeltjes zijn veel kleiner dan die van zandgronden en daardoor is het aantal contactpunten per gram grond veel groter. Op deze contactpunten grijpen de attractiekrachten tussen de deeltjes aan; deze verzetten zich tegen verbreking van een eenmaal gelegd contact. Wanneer er dus sedimenten bezinken, dan is door het grote aantal contactpunten bij kleigronden de weerstand tegen het innemen van een kleiner poriënvolume onder invloed van de zwaartekracht groter dan bij zandgronden en de pakking blijft lossere. Deze lossere pakking heeft ook weer tot gevolg, dat de druk van de bovenliggende korrels op de onderliggende klein is en dit werkt een latere verdichting van de pakking ook niet in de hand. Door deze beide oorzaken is de stapeling



Structuurmodel van een zand- en humusloos conglomeraat van kleideeltjes in een pas drooggevallen Zuiderzeeslibgrond. (Gemakshalve zijn alle partikeltjes, op één grote na, plaatvormig genomen en afgebeeld met de smalle zijde loodrecht op de doorsnede).



Kleipartikeltjes van 30 x 3 millimu doorsnede, omgeven door een 10 millimu dikke mantel van gesorbeerd water.



Structuurmodel van een zand- en humusloos conglomeraat van kleideeltjes in een 100 jaar oude Zuiderzeegrond. (Gemakshalve zijn alle partikeltjes, op één grote na, plaatvormig genomen en afgebeeld met de smalle zijde loodrecht op de doorsnede).



Kleipartikeltjes van 30 x 3 millimu doorsnede, omgeven door een 5 millimu dikke mantel van gesorbeerd water.

van de deeltjes in onder water gesedimenteerde kleigronden een uiterst losse; de deeltjes verkeren in wat men noemt een net- of raatstructuur.

Het structurele geheel van de vaste bodemdeeltjes met de bindende waterlagen er omheen en er tussen wordt hierna het microbodemskelet genoemd. Andere poriën dan die gevormd worden door het microbodemskelet, komen meestal bij onder water afgezette kleigronden niet voor; de structuur is macro-homogeen.

Als gevolg van de aanmerkelijke hoeveelheid sorptie-water en van de raatstructuur, is het watergehalte van onder water afgezette kleigronden bij het droogvallen hoger dan van zandgronden en wel is het verschil des te groter, naarmate het lutumgehalte hoger is. Het is ten enenmale onbekend, welke van de beide oorzaken (sorptie of raatstructuur) in hoofdzaak verantwoordelijk is voor het hoge watergehalte van onder water afgezette kleigronden; in nevenstaande figuur, die een globaal beeld van de structuur van een jonge kleigrond tracht te geven, is aangenomen, dat jonge kleigronden hun hoge watergehalte voornamelijk aan de raatstructuur danken.

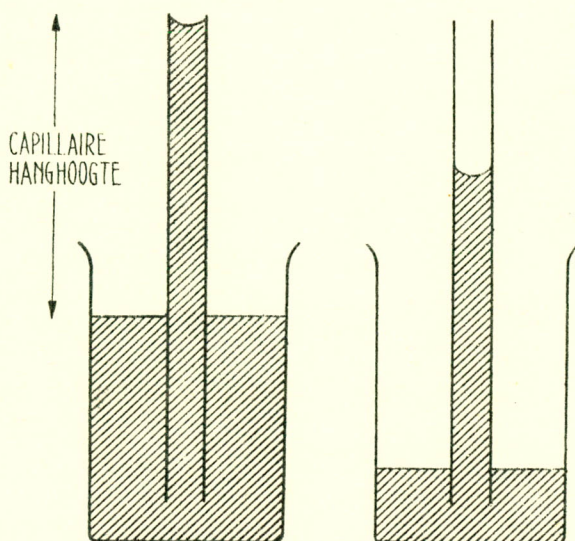
Bij het beschouwen van deze figuur moet wel bedacht worden, dat zij alleen maar een sterk vertekend beeld van de werkelijkheid kan geven. In de eerste plaats loopt de grootte der deeltjes in een kleigrond enorm uiteen. De nog niet eens allergrofste zandkorrels hebben een ca 2000 x zo grote diameter als de kleinste kleideeltjes. Klei- en zanddeeltjes kunnen dus nooit tezamen in één model worden aangegeven. Zelfs konden in het model alleen hoofdzakelijk de allerkleinste kleideeltjes worden afgebeeld; deze vormen, hoewel hun gewichtsaandeel bescheiden is (4% in de betrokken grond) in aantal de overgrote meerderheid van alle deeltjes (80%). Naast deze allerkleinste kleideeltjes komen kleideeltjes voor, die verhoudingsgewijs veel groter zijn en - bij zware kleigronden verspreid liggend als rozijnen in een pudding - zandkorrels, die enorm veel groter zijn.

In het model is gestreefd naar een ongeveer juiste verhouding van vaste deeltjes tot totale ruimte in de kleisubstantie. De verdeling van de kleideeltjes over die ruimte is echter minder homogeen, dan de figuur aan kon geven. De kleideeltjes worden vaak in vlokken gesedimenteerd en tussen deze vlokken komen aanmerkelijk grotere ruimten voor dan in de vlokken zelf; waarschijnlijk zijn deze grotere ruimten echter ook nog wel van microcapillaire omvang.

Het proces van de daling van het watergehalte bij jonge gronden. De poriën van zandgronden vormen een samenhangend capillair netwerk, dat men zich voor de onderstaande beschouwingen zonder bezwaar vervangen kan denken door een stel capillaire buizen.

Blijkens het voorgaande komen tussen de elementen van het microbodemskelet van onder water afgezette kleigronden ook poriën voor en deze vormen, evenals bij zandgronden, eveneens een capillair netwerk. Wel zijn de "buizen" hier veel fijner dan bij zandgronden; zij zijn zelfs zo fijn, dat van het er in vervatte water een aanmerkelijk deel gebonden is aan de bodemdeeltjes en dus tot het sorptie-water moet worden gerekend. De capillairen van jonge kleigronden (hierna microcapillairen genoemd ter onderscheiding van de macrocapillairen in zandgronden) bevatten echter wel zoveel vrij water (of water dat slechts zo zwak is gebonden, dat het daarvan maar weinig verschilt), dat hun waterhuishouding in een aantal opzichten vergeleken kan worden met die van zandgronden. Deze microcapillaire opbouw van de kleisubstantie is dan ook de grondslag van de hierna volgende beschouwingen.

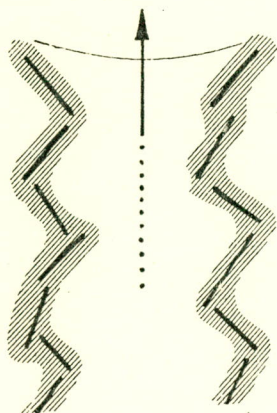
Bij het droogvallen van een onder water afgezette grond (waartoe de beschouwingen vooreerst beperkt blijven), ligt de grondwaterstand in het maaiveld en de capillairen zijn dan geheel met water gevuld. Na het droogvallen daalt de grondwaterstand. Zolang deze niet dieper zakt dan de hanghoogte der capillairen (gemakshalve worden de capillairen even wijd verondersteld), blijven de capillairen gevuld en blijft de grond dus geheel met water verzadigd. Daalt door de ontwatering de grondwaterstand echter dieper dan de hanghoogte der capillairen, dan kunnen de menisci van het oppervlak de er aan hangende waterzuilen niet meer dragen en er zakt water uit de bovenlaag (zie figuur). Stijgt door aanvoer van water de grondwaterstand weer, dan worden de capillairen van de bovenlaag weer gevuld.



Bij zandgronden is de hanghoogte van de capillairen kleiner dan de diepte van de grondwaterstand, die bij ontwatering optreedt. Na het droogvallen daalt het watergehalte van de bovenlaag dus, om bij aanvoer van regen, wanneer de grondwaterstand oploopt, weer te stijgen. Deze wisselingen in het watergehalte, die voor een belangrijk gedeelte beschreven kunnen worden met behulp van de grondwaterstanden, onderscheiden zich bij jonge zandgronden niet van die op het oude land, zodat de zandgronden hier niet nader besproken zullen worden.

Bij meer kleihoudende gronden, zelfs al bij lichte zavelgronden, zijn de capillairen zo fijn, dat de daling van de grondwaterstand (hoogstens 2 m) nooit dieper gaat dan de capillaire hanghoogte van het water (alles uitgedrukt in cm is de capillaire hanghoogte = $0.3 : \text{diameter capillair}$; in kleigronden moet de capillaire hanghoogte dus vele meters bedragen). Door de daling van de grondwaterstand, die na het droogvallen optreedt, vindt dus bij zwaardere gronden geen afname van het watergehalte plaats.

Er bestaat natuurlijk wel een tendens tot uitzakken van het capillaire water. Dit uitzakken wordt evenwel belet, doordat de menisci van het bodemoppervlak het water in de capillairen dragen en daartoe een zuigspanning op dit water uitoefenen. Vergeleken met de atmosfeer heerst er dus in de capillair - wanneer de beschouwingen gemakshalve beperkt blijven tot één capillair; bij een aaneengesloten capillair systeem zijn de verschijnselen analoog - een onderdruk; het drukverschil met de omgeving oefent dan een drukspanning uit op de capillaire wand en deze drukspanning heeft de tendens om de capillair alzijdig in elkaar te drukken.



Nu bestaat het microbodemskelet, dat de wanden van de capillair vormt, bij zwaardere gronden uit een los bouwsel van grondpartikelletjes, waar-tussen zich watermantels bevinden (zie figuur). Door de hierboven genoemde toename van de drukspanning - toename, omdat de bodemdeeltjes door hun gewicht ook al primair een drukspanning op hun onderburen uitoefenen -

kan dit losse bouwsel in elkaar worden gedrukt; bovendien kan het zich tussen de bodemdeeltjes bevindende mantelwater, dat deels zeer los aan deze bodemdeeltjes is gebonden, worden weggeperst.

De capillaire onderdruk heeft dus de tendens om het microbodemskelet in elkaar te trekken en te verkleinen; de hoeveelheid water, die tussen dit skelet geborgen kan worden, m.a.w. het watergehalte, neemt daardoor af. Voorwaarde is natuurlijk, dat dit overtollige water - dat bij een samendrukken van het bodemskelet gedeeltelijk van capillair in grondwater overgaat - ook inderdaad af kan vloeien. Het afvloeien is op korte termijn niet altijd mogelijk; dit punt, dat in het volgende hoofdstuk nader ter sprake komt, kan hier buiten beschouwing blijven.

Door het aanbrengen van een ontwateringssysteem wordt de grondwaterstand tot hoogstens 150 cm onder maaiveld verlaagd; dit betekent een verhoging van de drukspanning van 150 g/cm^2 (zie hoofdstuk III). Het microbodemskelet is meestal wel zo stevig, dat het deze toename van de drukspanning zonder grote vormverandering kan opvangen. De capillaire onderdruk, die het gevolg is van het aanbrengen van een ontwateringssysteem, heeft in de regel dus slechts een kleine daling van het watergehalte ten gevolge.

In een volgend stadium zet echter de verdamping in, waardoor aan het oppervlak water wordt onttrokken. Dit betekent, dat de aanvankelijk slechts flauw ingebogen menisci zich veel sterker gaan krommen en als gevolg daarvan ontstaat in de capillairen een veel grotere onderdruk. De gronddeeltjes worden daardoor in sterke mate naar elkaar toegetrokken en het zich er tussen bevindende water wordt naar het oppervlak gezogen.

Doordat de menisci zo fijn zijn, loopt de onderdruk in de capillairen op tot vele meters. Het microbodemskelet van de meeste jonge gronden is tegen dergelijke onderdrukken niet bestand en de verdamping heeft dan in de regel ook een aanzienlijke verkleining van het microbodemskelet ten gevolge (met daarmede gepaard gaande daling van het watergehalte; dit water wordt door de menisci dus naar het oppervlak gezogen, waar het verdampt). Ook de wortels van de vegetatie, die al spoedig na het droogvallen optreedt, hebben met de zuigspanning, die zij op het microbodemskelet uitoefenen, een soortgelijk effect.

Het merkwaardige van deze wateronttrekking is, dat de verkleining van het microbodemskelet althans in de aanvang even-

veel bedraagt als de in volume-maat gemeten afname van het watergehalte. Het eigenlijke microbodemskelet blijft dus met water verzadigd. De krimp van het microbodemskelet moet zich echter ergens uiten en als gevolg daarvan ontstaan op de platen van de minste weerstand scheuren; ook klinkt de bodem door dit proces in.

Voor de daling van het watergehalte en de daarmee gepaard gaande inkrimping van het bodemskelet is energie nodig. Het sorptie-water is door de hiervoor genoemde elektrische en osmotische krachten aan de bodemdeeltjes gebonden en het vraagt energie om dit water te verwijderen.

Voor het ineenschuiven van de bodemdeeltjes, dat bij de inkrimping optreedt, is eveneens energie nodig. Waarop dit berust, laat zich het beste in de terminologie van Tan Tjong Kie (Onderzoekingen over de rheologische eigenschappen van klei) beschrijven. De minerale deeltjes zijn overwegend negatief geladen. Er zijn daardoor tussen deze deeltjes repulsiekrachten werkzaam, die groter worden wanneer de deeltjes elkaar naderen. Ook de water-sorptie heeft de tendens om de deeltjes uiteen te drijven en is dus eveneens een repulsiekracht. Doch behalve repulsiekrachten zijn er ook attractiekrachten werkzaam. Dit zijn in de eerste plaats (wanneer de deeltjes zeer dicht bij elkaar komen) van der Waals-London krachten. Doch er zijn ook attractiekrachten, die te danken zijn aan het feit dat er op de overwegend negatieve oppervlakken der minerale deeltjes ook positieve plekken voorkomen.

Als gevolg van de attractie- en repulsiekrachten is de onderlinge ligging der bodemdeeltjes geen toevallige, maar men moet denken aan een netwerk van deeltjes, die elkaar door de attractiekrachten scharnierend in de contactpunten vasthouden en die elkaar overigens afstoten. Bij samendrukken van het netwerk nemen de repulsiekrachten toe en deze samendrukking vraagt dus energie.

De buitenste lagen van het sorptie-water zijn zwakker gebonden dan de binnenste en ook het samendrukken van de raatstructuur vraagt meer energie, naarmate daarbij verder wordt afgeweken van de bestaande "evenwichtsstand" tussen attractie- en repulsiekrachten. Als gevolg daarvan is voor de wateronttrekking des te meer energie nodig, naarmate zij verder is voortgeschreden; de indroging verloopt daardoor steeds moeilijker, naarmate het watergehalte verder is gedaald.

Het proces van de toename van het watergehalte bij jonge gronden. Het typische van de daling van het watergehalte bij de indroging, zoals deze hiervoor werd beschreven, is dat, afgezien van de gevormde scheuren, het eigenlijke bodemskelet met water verzadigd blijft. Ondanks deze verzadiging is evenwel toch nog wel weer wateropname mogelijk. De opname van sorptie-water is een exotherm proces, zodat bij beschikbaarheid van water dit opgenomen wordt. Ook hebben de repulsiekrachten tussen de bodemdeeltjes tot gevolg, dat de ineengedrukte raatstructuur

weer naar expansie en dus naar wateropname streeft.

De wateropname, die bij bevochtiging na uitdroging optreedt, is in het allereerste stadium van de wateronttrekking echter van weinig betekenis. De krachten, nodig voor het in elkaar trekken van het microbodemskelet, zijn aanvankelijk zeer klein en als gevolg daarvan is ook de neiging, om weer water op te nemen, vrijwel afwezig. Het eerste stadium van de waterafname is dan ook ten naaste bij irreversibel. De grond droogt in de zomer in, blijft in de daarop volgende winter ongeveer hetzelfde watergehalte behouden en droogt de volgende zomer weer verder in.

In de latere stadia van indroging verzet het microbodemskelet zich echter hoe langer hoe sterker tegen wateronttrekking en als gevolg daarvan streeft het bodemskelet dan, als er water beschikbaar is (dus in de winter), naar expansie en wateropname. Dit blijkt uit de volgende proef, waarbij een jonge kleigrond onder voortdurend omkneden tot verschillende stadia werd ingedroogd en daarna in de gelegenheid werd gesteld om weer water op te nemen. De watergehalten bedroegen (de in deze tabel ook opgenomen waterfactor wordt later besproken):

| WATERGEHALTE VAN EEN JONGE ZUIDERZEEGROND (39% LUTUM EN 3% HUMUS), TOT VERSCHILLENDE WATERGEHALTEN INGEDROOGD, EN DAARNA IN DE GELEGENHEID GESTELD OM WEER WATER OP TE NEMEN. | | | | |
|---|--------------------------|-------------|---|-------------|
| Mate van indrogen | Watergehalte na indrogen | | Watergehalte na daarop volgende wateropname | |
| | g per 100 g dr. grond | waterfactor | g per 100 g dr. grond | waterfactor |
| 0% | 135 | 2.4 | | |
| + 20% | 106 | 1.8 | 108 | 1.8 |
| + 50% | 66 | 1.0 | 77 | 1.2 |
| + 80% | 23 | | 52 | |
| 100% | 0 | | 43 | |

Behalve deze proeven waren er ook nog parallelproeven aangezet. Hieruit bleek, zoals reeds opgemerkt, dat de gronden na het indrogen bij de 20, 50 en 80% trappen geen lucht bevatten (bij de 80% trap bevatte de ingedroogde grond weliswaar enige lucht, maar na de wateropname was het luchtgehalte

niet gedaald). Onder water afgezette klei droogt dus, tenminste in de eerste stadia, in onder inkrimping van het microbodemskelet en niet onder opname van lucht in een niet krimpend skelet. Eventuele wateropname kan dus ook alleen plaats gevonden hebben door uitzetting van het microbodemskelet.

Uit de tabel blijkt nu, dat de wateropname bij het eerste indrogingsstadium (20%) uiterst gering is geweest; m.a.w. deze eerste indroging is grotendeels irreversibel. Wanneer het watergehalte verder daalt, neemt het microbodemskelet echter wel water op. Het karakteristieke is, dat deze wateropname dan bij elk indrogingsstadium optreedt, doch dat het bij de daarop volgende bevochtiging bereikte watergehalte lager is, naarmate de grond verder ingedroogd is geweest. M.a.w. het microbodemskelet van een niet volledig ingedroogde grond kan uitzetten, maar er vindt bij de indroging toch ook een gedeeltelijke irreversibele verkleining van het skelet plaats, die een weer uitzetten tot de oorspronkelijke omvang verhindert.

Het is te verwachten, dat de reversibele component groter wordt, naarmate de grond verder is ingedroogd; dit spreekt uit de cijfers ook wel in grote lijnen. Vanaf een zeker indrogingsstadium moet het skelet bij watertoevoeging evenveel uitzetten, als het bij de indroging gekrompen is; de irreversibele indroging is dan afgelopen. Bovendien krijgt men in de latere stadia van de indroging te maken met het feit, dat er bij de indroging met lucht gevulde poriën ontstaan; dit waterverlies is natuurlijk geheel reversibel.

Vermoedelijk wordt het irreversibele gedeelte van de indroging grotendeels veroorzaakt door het feit, dat men bij de verkleining van het microbodemskelet niet alleen met een samendrukking van de raatstructuur te doen heeft, doch ook met een ineenschuiven van de bodemdeeltjes. Hierbij ontstaan dan (en nu op een lager ruimtelijk niveau) opnieuw scharnierende configuraties, waarbij de repulsie- en attractiekrachten elkaar weer in een evenwicht houden, dat zich tegen vervorming verzet. Doch het is niet uitgesloten, dat ook de onttrekking van sorptie-water een irreversibele component heeft.

Dit is ook aangenomen in de figuur, die een structuurbeeld van een ingedroogde grond poogt te geven. Zij heeft betrekking op het indrogingsstadium, zoals dit uiteindelijk te velde in de bouwvoor wordt bereikt.

De figuur heeft op dezelfde hoeveelheid klei betrekking als die van de niet ingedroogde grond; er is ook hier gestreefd naar een ongebeer juiste verhouding van vaste deeltjes tot totale ruimte in de kleisubstantie. Voor de betekenis van deze figuur gelden dezelfde beperkingen als voor die van de niet ingedroogde grond. De inhomogeniteit van ingedroogde grond is echter nog weer aanzienlijk groter dan van nog niet ingedroogde en deze kon evenmin in de figuur worden aangeduid.

In de eerste plaats bevat een dergelijke ingedroogde grond grotere poriën (scheuren, scheurtjes en ruimten die hun ontstaan danken aan de bewerking en de levende wezens in de grond). Daarnaast heeft men te maken met het feit, dat bij de indroging de zandkorrels, die aanvankelijk los in de kleimassa lagen, elkaar gaan raken. Verdere krimp is dan niet meer mogelijk en bij de voortgaande indroging ontstaan tussen de zandkorrels en de krimpende kleisubstantie ruimten. Deze ruimten vormen zich des te eerder en zijn des te groter, naarmate het zandgehalte van de grond hoger is. Bij echte kleigronden zijn zij vermoedelijk grotendeels nog wel van microcapillaire omvang; bij lichte zavelgronden daarentegen voor een aanmerkelijk gedeelte macrocapillair.

Daling van het watergehalte onder natuurlijke omstandigheden en waterhuishouding in de evenwichtstoestand.

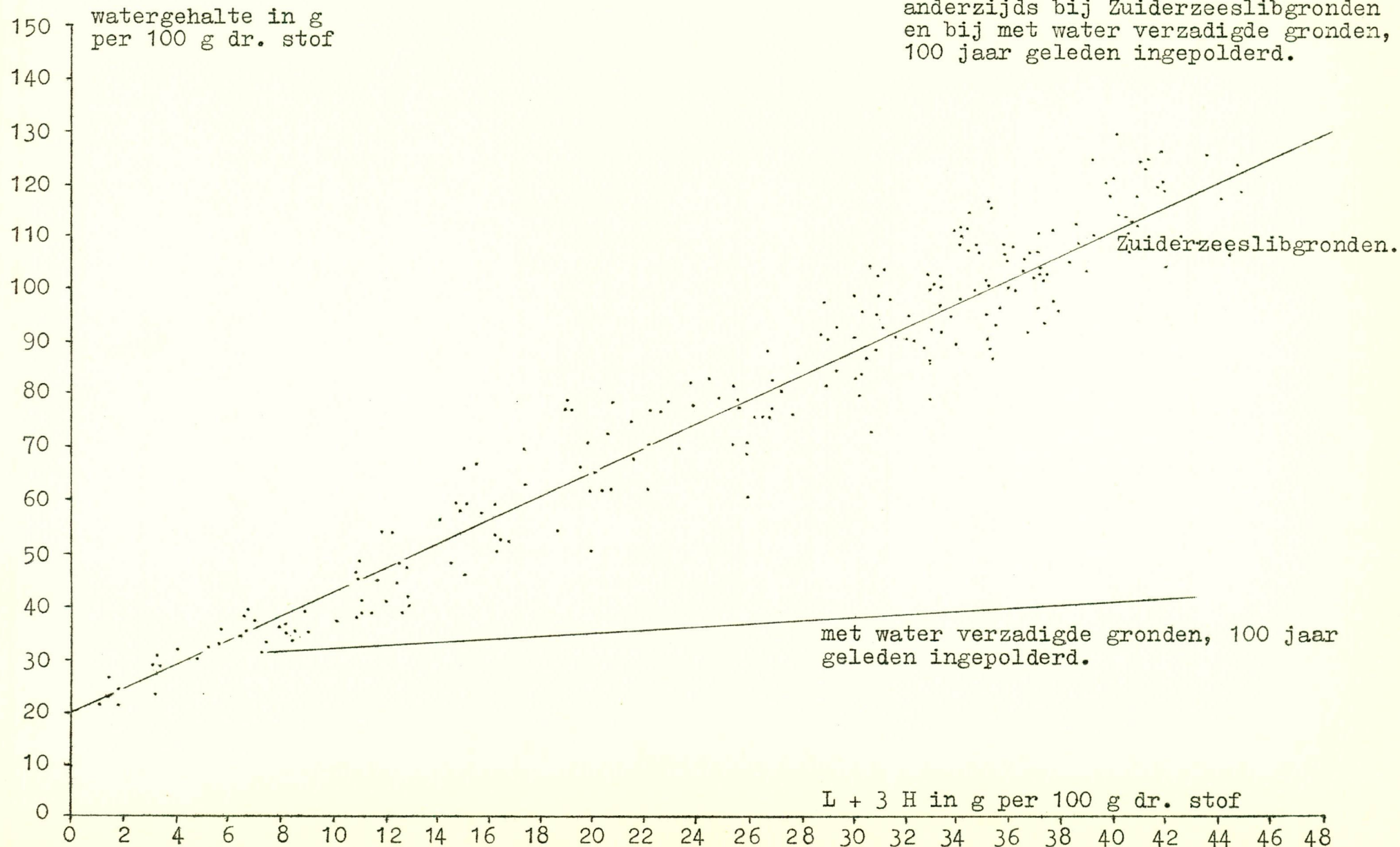
Te velde heeft men in principe met dezelfde verschijnselen te doen als bij de hiervóór beschreven laboratoriumproef: de grond droogt 's zomers in, neemt 's winters weer water op, droogt de volgende zomer verder in, neemt weer water op, zij het dat het oorspronkelijke watergehalte daarbij niet weer wordt bereikt, enz. De amplitude van de waterbeweging is te velde echter veel kleiner dan bij de laboratoriumproef; de overgang van deels irreversibele naar geheel reversibele indroging verloopt daardoor vooral in de latere fasen uiterst geleidelijk.

Op de duur, wanneer de indroging ver genoeg is voortgeschreden, worden ook te velde waterverlies in de zomer en wateropname in de winter aan elkaar gelijk. In dit stadium (en trouwens ook al lang daarvóór) is de grond door de indroging sterk gescheurd en verkruimeld, terwijl deze verder talrijke fijne wortelkanalen bevat. Er is dan, naast een microstructuur, ook sprake van een macrostructuur en van een macrobodemskelet.

De poriën van het macroskelet (scheuren, scheurtjes en wortelgangen) hebben overwegend bovencapillaire afmetingen; afgezien van de slechts kortstondig durende zware regenbuien zijn deze dus altijd met lucht gevuld. Daarnaast komen in de grond macrocapillairen voor. In de eerste plaats zijn dit de zeer fijne scheurtjes en wortelgangetjes. Verder zijn de poriën, die zich tussen de zandkorrels en de krimpende kleisubstantie hebben gevormd, ten dele van macrocapillaire omvang. Al deze macrocapillairen zijn in het voorjaar, als de grondwaterstand ongeveer op draindiepte ligt, met water gevuld, maar dit macrocapillaire water is bij zwaardere gronden (waarom het hier in de eerste plaats gaat) vermoedelijk maar een klein onderdeel van het totale watergehalte. Ook in de evenwichtstoestand bestaat het bodemwater bij zwaardere gronden dus grotendeels uit microskelet water.

Wat nu het aangeven van het watergehalte van kleigronden betreft, de hoeveelheid bodemwater neemt gedurende de

Verband tussen lutum- en humusgehalte enerzijds (L + 3 H) en watergehalte anderzijds bij Zuiderzeeslibgronden en bij met water verzadigde gronden, 100 jaar geleden ingepolderd.



zomer vooral onder invloed van de plantengroei af. In de loop van de winter wordt dan weer zoveel water opgenomen, als het wateropnemingsvermogen van de grond op dat ogenblik toelaat; hoofdzakelijk is dit dus microskelet water en daarnaast een zekere (kleine) hoeveelheid macrocapillair water, waarvan de hoeveelheid afhangt van de hoogte van de betreffende grondlaag boven de grondwaterspiegel. De boven-capillaire ruimten, die alleen bij de zeer tijdelijke hoge waterstanden water bevatten, kunnen hierbij buiten beschouwing blijven.

Het watergehalte in het vroege voorjaar, wanneer de grondwaterstand al weer op draaindiepte ligt, doch de grond overigens nog geheel met water verzadigd is, geeft dus bij benadering een indruk van het maximale watergehalte van het microbodemskelet, dat op dat ogenblik mogelijk is, of in andere woorden een indruk van de mate, waarin dit skelet irreversibel is ingedroogd. Het is dit voorjaarswatergehalte, dat in de volgende tabellen dan ook is vermeld, wanneer het gaat om het waterverlies na de inpoldering.

Het watergehalte van mariene slibgronden bij het droogvallen.

Hiervoor is betoogd, dat jonge gronden des te waterrijker zijn, naarmate hun lutumgehalte hoger is. Het watergehalte van een reeks (voorlopig humusloos gedachte) jonge en onder water gelegen gronden, die uiteenlopen in lutumgehalte, doch die overigens onder dezelfde omstandigheden zijn afgezet en verkeren, neemt dan ook in rechte evenredigheid toe met het lutumgehalte (zie figuur) volgens de formule $A = 20 + nL$. Hierin is A het watergehalte en L het lutumgehalte, beide in g per 100 g droge stof. De factor n hangt af van de pakking van het bodemmateriaal, en zij is gelijk aan wat men noemt de "waterfactor", dat is het aantal g water, waarmede het watergehalte van een reeks gronden met toenemend lutumgehalte per g lutum stijgt; bij minerale gronden wordt dan ook, als men over de waterfactor spreekt, de term n' meestal als afkorting daarvoor gebruikt.

Behalve de lutum verhoogt ook de humus, of ruimer gezegd de organische stof, het watergehalte van de grond. Onder overigens vergelijkbare omstandigheden doet de organische stof het watergehalte b x zo veel stijgen als de lutum, waarbij b, al naar de aard van de organische stof, uiteenloopt van 3-6. Daarnaast beïnvloedt natuurlijk de pakking van de organische stof het watergehalte, zodat de waterfactor (ook hier weer het aantal g water, waarmede het watergehalte van een reeks gronden met toenemend gehalte aan organische stof per g organische stof stijgt) gedacht kan worden te bestaan uit het produkt van een pakkings- en een materiaalfactor; voor de splitsing van deze waterfactor in zijn componenten wordt als pakkingsfactor de waarde aangenomen, die een minerale grond onder overeenkomstige omstandigheden zou hebben, zodat hetzelfde symbool gebruikt kan worden.

De algemene formule voor het watergehalte wordt dan $A = 20 + nL + nbH$, waarin H het gehalte aan organische stof per 100 g droge grond is. Bij minerale gronden, waarbij de organische stof grotendeels uit humus bestaat, is $b = 3$ en de formule voor het watergehalte wordt dan $A = 20 + n(L + 3H)$. Strikt genomen, is in deze formule de waterfactor niet meer gelijk aan de pakkingsfactor. Daar bij minerale gronden de humus slechts een nevenbestanddeel is, wordt deze n echter gemakshalve toch meestal als afkorting voor de waterfactor gebruikt.

Het hiervóór genoemde rechtlijnige verband tussen $L + 3H$ en A geldt niet alleen voor een reeks overeenkomstige gronden in de uitgangstoestand; ook als zij door de indroging, die na het droogvallen optreedt, meer of minder water hebben verloren, wordt een dergelijk verband gevonden, mits de omstandigheden voor alle gronden van de reeks dezelfde zijn geweest.

Bij de meeste jonge mariene gronden is er een nauw en rechtlijnig verband tussen lutum- en humusgehalte; en wel in het humusgehalte gemiddeld 11% van het lutumgehalte. Men kan voor veel gevallen dan ook wel volstaan met het watergehalte alleen te betrekken op het lutumgehalte ($A = 20 + n'L$); n' is dan ongeveer $1/3$ hoger dan n .

Indien een grond ontstaat door slibafzetting onder water, is de pakking der deeltjes aanvankelijk uiterst los. In het nog half zwevende slib komen natuurlijk zeer hoge waterfactoren voor, doch zodra men althans enigermate van "grond" kan spreken, heeft men te maken met waterfactoren, die volgens de beschikbare gegevens uiteenlopen van $n = 4 - 3$. Op de hoogte van deze waterfactor hebben vermoedelijk invloed de tijd, verlopen sinds de afzetting, de dikte van de onderzochte laag (door de druk der bovenliggende korrels wordt het skelet der onderste gecompriëerd) en vermoedelijk ook het zoutgehalte en de sedimentatieomstandigheden (bij lager zoutgehalte lossere pakking).

Blijkbaar heeft men hierbij nog te doen met een voorlopige rangschikking der grondpartikeltjes, want zonder invloed van uitwendige krachten, louter dus door veroudering, vindt een verdere compactie plaats. Meestal wordt deze gesteund door de voortschrijding van de sedimentatie, waardoor de benedenwaartse druk op de reeds afgezette lagen toeneemt; op enige diepte beneden het oppervlak vindt men (vermoedelijk ook weer

afhankelijk van het zoutgehalte en de sedimentatieomstandigheden) bij niet te jonge sedimenten meestal een waterfactor $n = 2.0 \text{ à } 2.4$.

Bij deze waterfactor heeft het microbodemskelet al een tamelijke stabiliteit; verdere toename van de benedenwaartse druk door voortschrijden van de sedimentatie, b.v. tot een 1 à 2 m dikke laag er bovenop, heeft weinig invloed meer op de waterfactor. Bedacht moet hierbij natuurlijk wel worden, dat de benedenwaartse druk van de bovenliggende lagen niet erg groot is vanwege de opwaartse hydrostatische druk.

In de hiervóór reeds besproken figuur is voor het reeds geconsolideerde slib van de bodem van de Zuiderzee het verband tussen water- en lutumgehalte grafisch weergegeven. In dezelfde grafiek is het watergehalte opgenomen van ongeveer 100 jaar geleden drooggevallen gronden die weer met water verzadigd zijn (berekend uit het poriënvolume). Uit deze figuur blijkt, dat bij oudere gronden het poriënvolume (en dus de hoeveelheid microbodemskeletwater) inderdaad kleiner is dan bij pas drooggevallene en dat de overmaat water bij jonge gronden des te groter is, naarmate het lutumgehalte hoger is.

De afname van het watergehalte bij mariene slibgronden. Hiervóór is gezegd, dat min of meer geconsolideerde slibgronden vóór het droogvallen een watergehalte hebben, dat overeenkomt met een waterfactor $n = + 2.2$.

Soms heeft men te doen met zeer recente afzettingen, waarbij de hiervóór beschreven consolidatie onder water zich nog niet heeft voltrokken en die dientengevolge een hogere waterfactor hebben. Dit was b.v. het geval in de Andijker Proefpolder, waarin nog tijdens de dijkwerkzaamheden een laag slib werd afgezet, die dan bij het droogvallen ook een waterfactor $n = 2.7$ had. Dit slib was zo slap, dat het microbodemskelet er van in het geheel niet bestand was tegen de toename van de benedenwaartse druk, die na het droogvallen optrad als gevolg van de daling van de grondwaterstand.

Is er gelegenheid voor uitzakken van water (een niet te dikke sliblaag op een goed doorlatende ondergrond en een goede ontwatering), dan ondergaat het bodemskelet van dergelijke gronden dan ook zeer spoedig onder waterafgifte een aanmerkelijke compactie. In de Andijker Proefpolder (waar de hierboven genoemde voorwaarden waren vervuld) was door uitzakken van water de waterfactor na de eerste winter gedaald tot $n = 1.9$ (misschien berustte deze daling ook al voor een klein gedeelte op verdamping; verder moet ten aanzien van deze lage waterfactor worden bedacht dat dit slib in zouter water was afgezet dan het slib in de kom van de Zuiderzee, waarop de meeste beschouwingen betrekking hebben). Na het bereiken van deze water-

factor $n = 1.9$ vond een verdere verlaging door uitzakken niet meer plaats.

Hieruit blijkt wel, dat de verhoging van de benedenwaartse druk, die na het droogvallen door de ontwatering en de daarmee gepaard gaande daling van de grondwaterstand optreedt, van weinig invloed kan zijn op het bodemskelet van reeds langer afgezette slibgronden.

Inderdaad wijzen alle waarnemingen er op, dat de drooglegging als zodanig het watergehalte van oudere, in brak water afgezette slibgronden met een waterfactor van $n = \pm 2.0 - 2.4$ slechts weinig beïnvloedt. Daar komt bij, dat er vlak na het droogvallen meestal geen gelegenheid is voor uitzakken van water en dat de verdamping al spoedig de overheersende factor bij het waterverlies wordt.

Bij een waterfactor van $n = \pm 2.2$, dat is dus ten tijde van en enige tijd na het droogvallen, hebben slibgronden een consistentie van schoensmeer en zij zijn volkomen onbegaanbaar, althans als het lutumgehalte hoger dan 5% is.

Zoals reeds opgemerkt, berust de daling van het watergehalte van jonge slibgronden grotendeels op verdamping, aanvankelijk op evaporatie en later ook op transpiratie. Al vindt deze hoofdzakelijk in de bovenlaag plaats, via de daarbij in de capillairen ontstane onderdruk plant het waterverlies zich ook naar diepere lagen voort. 's Winters is de evapotranspiratie echter van weinig betekenis. Valt dus een slibgrond in de herfst droog, dan is het waterverlies betrekkelijk gering en de indroging beperkt zich tot de bovenlaag; de grond blijft dan ook de hele winter onbegaanbaar. Wel heeft ook de vorst een dehydraterende werking, maar deze is onvoldoende om het watergehalte van althans lutumrijke gronden beneden de grens van beloopbaarheid te brengen.

Zodra evenwel in het voorjaar de verdamping van betekenis wordt, daalt het watergehalte van de bovenlaag zo snel, dat deze spoedig beloopbaar wordt; vooral in de allerbovenste laag wordt al zeer spoedig een laag watergehalte bereikt. De capillaire onderdruk van de bovenlaag plant zich echter slechts verzwakt naar beneden voort. De capillairen zijn zeer nauw en worden door de indroging bovendien voortdurend nauwer; door de grote wrijving bij het watertransport treedt er daardoor een grote vermindering van de onderdruk naar beneden toe op. Bij zeer sterke indroging van de bovengrond wordt het capillaire verband met de ondergrond bovendien zelfs grotendeels verbroken. Verder vermindert de watertoevoer uit de hogere

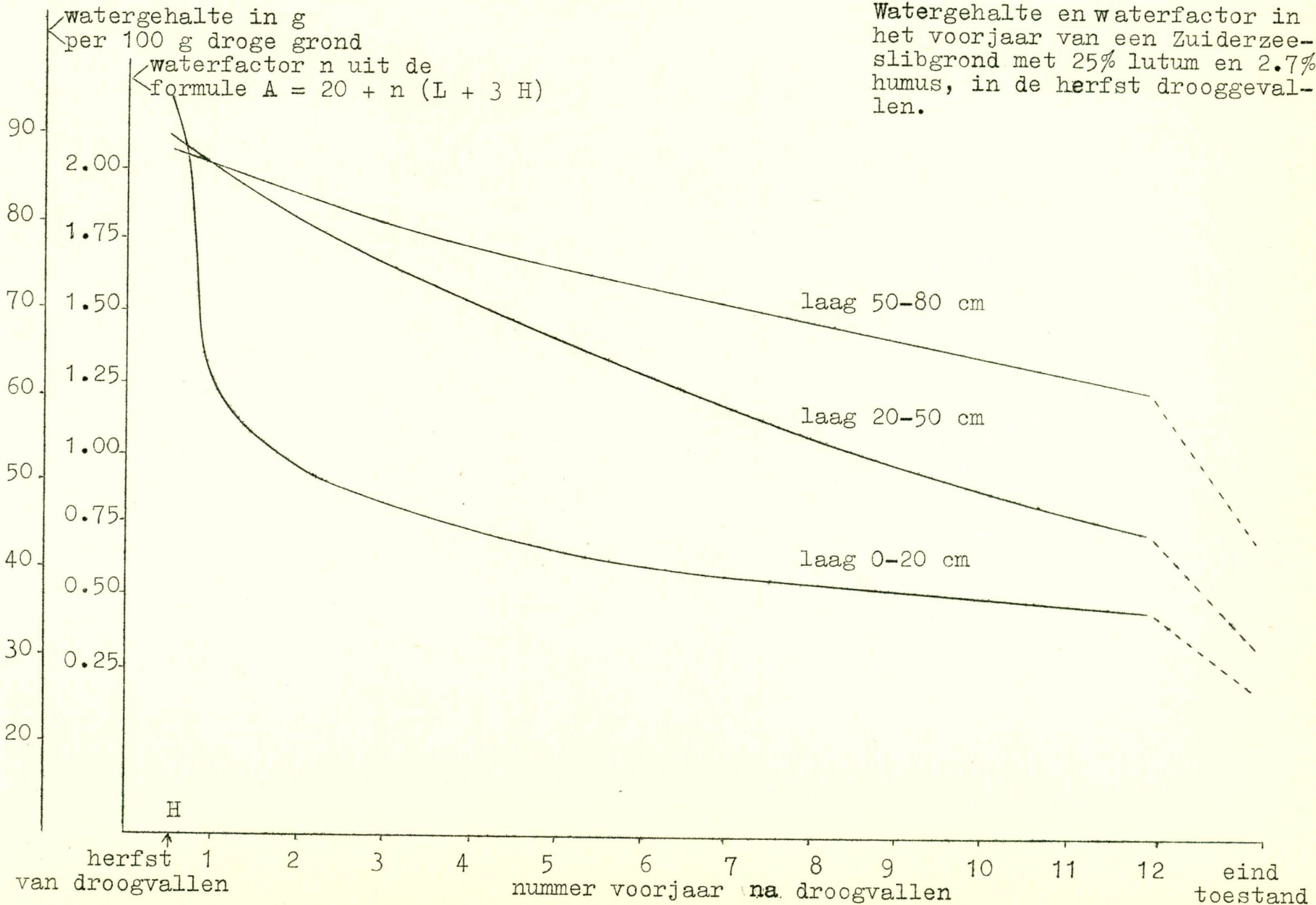
lagen de zuiging op de diepere. Tenslotte is de verdamping in het Nederlandse klimaat een proces, dat zelden gedurende lange tijd ononderbroken met grote intensiteit plaats vindt. Door al deze oorzaken wordt aan de diepere lagen veel minder water onttrokken en de daling van het watergehalte gaat daar veel langzamer.

Hieronder zijn de waterfactoren opgenomen van een terrein, in de nazomer drooggevallen, dat een normale winter met vorst heeft meegemaakt, dat nog geen detailontwatering had, doch wel zozeer onder invloed van de reeds aangebrachte hoofdontwatering stond, dat het oppervlaktewater betrekkelijk snel werd afgevoerd; daarop volgde een normale zomer. Begroeiing trad in die eerste zomer nog niet op. Uiteraard hebben al de hier genoemde factoren invloed op de snelheid van indroging; vooral afvoer van plaswater en de weersomstandigheden gedurende de zomer zijn op onbegroeide grond van veel belang. De cijfers hebben geen betrekking op een reëel geval, doch zijn geschat aan de hand van het (niet overmatig grote) beschikbare cijfermateriaal.

| WATERFACTOREN OP EEN IN DE HERFST DROOGGEVALLEN ZUIDERZEE-SLIBGROND (25% LUTUM EN 2.7% HUMUS) | | | | |
|---|-----------------------------------|---------------------|-----------------|---------------------|
| Laag (in cm) | Waterfactor n | | | |
| | Bij droog- vallen in herfst | Volgend voorjaar | Midden zomer | Volgend voorjaar |
| 0 - 5 | 2.3 | 1.0 | 0.2 | } 1.0 |
| 5 - 20 | 2.2 | 1.2 | 0.8 | |
| 20 - 50 | 2.1 | 2.0 | 1.8 | 1.8 |
| 50 - 80 | 2.05 | 2.0 | 1.9 | 1.9 |

Uit deze cijfers blijkt, dat de indroging van de bovenlaag inderdaad zeer snel gaat (eind mei is een dergelijke grond zeker beloopbaar, midden zomer berijdbaar met draglines), doch dat de evaporatie het watergehalte van de ondergrond in het eerste jaar slechts weinig doet dalen. Ook in latere jaren heeft de evaporatie om de hiervóór genoemde redenen weinig invloed op het watergehalte van de ondergrond.

In deze latere jaren treedt echter ook begroeiing op en de wateronttrekking vindt dan niet alleen in de bovenlaag plaats,



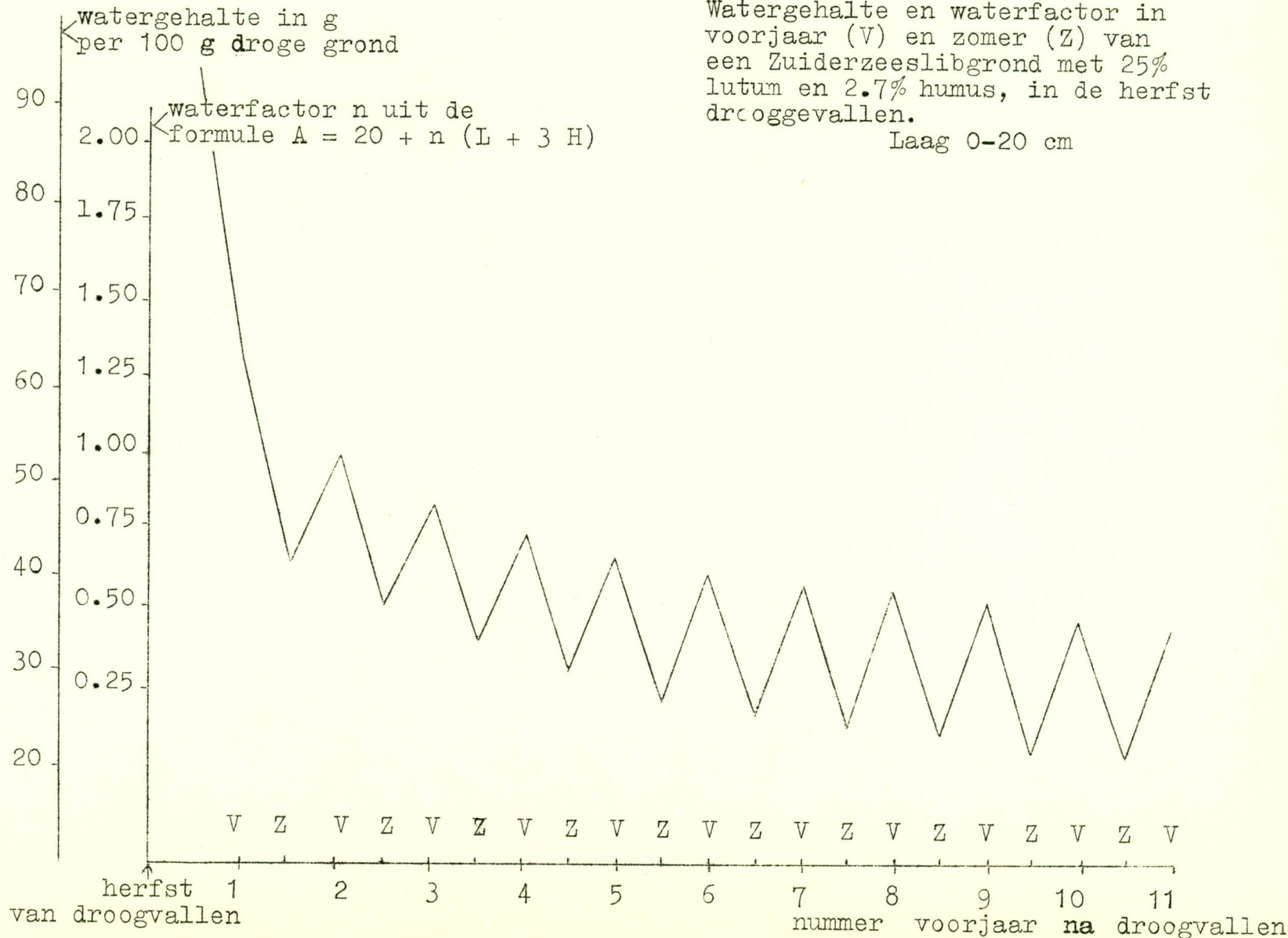
doch ook dieper in de grond. Deze wateronttrekking door de wortels geschiedt bovendien met grote kracht, daar de zuigspanning der wortels gemakkelijk 15 atmosferen kan bedragen. Zodra begroeiing plaats vindt, wordt dan ook de indroging van de ondergrond belangrijk.

De invloed van de begroeiing op de verdere indroging moge blijken uit de volgende tabel. De cijfers hebben helaas betrekking op een zeer abnormaal geval. Het betreft hier een Zuiderzeeslib (met 17% lutum), dat op een dijk was gestort. Door de verwerking van de grond werd de structuur van het bodemskelet beschadigd en daardoor zak- te er na het storten water uit de grond; het primaire watergehalte was daardoor al lager dan van normaal Zuiderzeeslib.

Het grootste verschil met normale grond was echter, dat de grondwaterspiegel op de dijk zeer diep lag. Er stond daardoor in het voorjaar geen water in de scheuren, zodat de planten al het water, dat zij nodig hadden, aan het bodemskelet moesten onttrekken. De begroeide grond is in 4 jaar dan ook tot een watergehalte ingedroogd, waarvoor bij een normale grondwaterstand zeker 12 jaar nodig geweest zouden zijn. Neemt men dit in aanmerking, dan is de geringe indroging van de onbegroeide grond wel zeer evident. De uitgangstoestand van de tabel (met "1 jaar" aangegeven) heeft betrekking op het indrogingsstadium, zoals dit na het storten en uitzakken van de grond door de evaporatie van één winter en voorjaar tot stand was gebracht.

| VOORJAARSWATERGEBHALTE IN G PER 100 G DROGE GROND OP HET PROEFVELD TE KRAGGENBURG | | | | | |
|---|---|----|----|----|----|
| Laag (in cm) | Jaren na droogvallen van proefveld (voor normale terreinen zeker met 3 te vermenigvuldigen) | | | | |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 14 |
| | <u>Onbegroeid</u> | | | | |
| 0 - 20 | 33 | | 31 | 23 | |
| 20 - 50 | 40 | | 38 | 36 | |
| 50 - 80 | 48 | | 46 | 46 | |
| | <u>Begroeid</u> | | | | |
| 0 - 20 | 33 | 29 | 29 | 22 | 25 |
| 20 - 50 | 39 | 35 | 33 | 30 | 31 |
| 50 - 80 | 46 | 42 | 35 | 35 | 33 |

Normaliter heeft men te maken met gronden, die vlak na het droogvallen kaal zijn, doch waarbij na één of enkele jaren begroeiing optreedt, meestal eerst wilde planten en daarna gewassen. Nevenstaande figuur heeft op dit normale geval betrekking.



De gegevens gelden voor een Zuiderzeeslibgrond, in zoete toestand in de nazomer drooggevallen, die daarna een normale winter met vorst meemaakte, in die eerste winter nog geen detailontwatering had, doch al wel zo zeer onder invloed van de reeds aangebrachte hoofdontwatering stond, dat het oppervlaktewater betrekkelijk snel werd afgevoerd.

Ook daarna bleven de weersomstandigheden normaal; gedurende de zomer werd het terrein van een detailontwatering voorzien, terwijl de grond toen ook begroeid raakte door een (vooreerst nog ijle) wilde begroeiing; vanaf het volgend jaar werd het terrein in cultuur genomen. Ook deze figuur heeft geen betrekking op een bestaand geval, doch zij is samengesteld aan de hand van het geheel der beschikbare gegevens. Daar "normale" weersomstandigheden nooit lang na elkaar optreden, moet de figuur voornamelijk als een schema worden beschouwd, bedoeld om een indruk van de grootte der optredende processen te geven. Afgezien hiervan staan begin- en eindpunt van de lijnen behoorlijk vast; de daling van het watergehalte in de eerste jaren is met de grootste onzekerheid behept.

Behalve het algemene verloop van de irreversibele indroging is in een andere figuur ook nog het voorjaars- en herfstwatergehalte van de bouwvoor opgenomen, dat bij gemiddelde weersomstandigheden op zou treden. Nog meer dan de vorige moet deze figuur als een schema worden beschouwd, hoofdzakelijk ter toelichting van het betoog dienende.

Men ziet uit deze tweede figuur, dat het in de zomer optredende waterverlies in de daarop volgende winter slechts ten dele weer wordt goedge maakt door wateropname en dat het voorjaarswatergehalte daardoor in de loop der jaren naar steeds lagere waarden afzakt. Daar het 's zomers optredende waterverlies met het voortschrijden van de indroging steeds reversibeler wordt, verloopt de irreversibele daling van het watergehalte steeds langzamer. Bij de bovenlaag vindt het grootste deel van de irreversibele indroging al in het eerste jaar plaats; bij de ondergrond verloopt deze irreversibele indroging veel geleidelijker.

Het algemene verloop van de indroging kan het beste worden besproken aan de hand van de eerste figuur. Daaruit blijkt, dat het watergehalte, dat oorspronkelijk overal vrijwel even hoog is geweest, in alle latere stadia boven in de grond lager is dan beneden. Dit berust in de eerste plaats hierop, dat de plantenwortels aan de diepere lagen minder water onttrekken dan aan de hogere; daarnaast speelt de verzwakte voortplanting van de capillaire onderdruk naar de diepere lagen een rol.

Ook bij de watergehalten, die na zeer lange tijd worden bereikt en die min of meer evenwichtswaarden zijn, is het watergehalte in de ondergrond nog aanmerkelijk hoger. Daar in de zomer aan deze ondergrond toch ook onmiskenbaar water wordt onttrokken, is dit hogere eindwatergehalte alleen te verklaren door aan te nemen, dat de mate van wateronttrekking althans in de latere stadia ook een rol speelt bij de irreversibiliteit van de indroging; hoe kleiner de wateronttrekking, hoe groter de reversibiliteit moet zijn.

Tenslotte blijkt uit deze figuur, dat de indroging een zeer langdurig proces is, dat b.v. na 10 jaar nog lang niet is beëindigd; de reden hiervan is dat al in een vrij vroeg stadium de in de zomer optredende indroging voor het grootste gedeelte reversibel wordt. De indroging verloopt in de bovenlagen overigens sneller dan in de diepere.

Hoewel het watergehalte van de ondergrond na een aantal jaren nog veel hoger is dan de eindwaarde, treedt in normale jaren dan toch vrijwel geen verdere irreversibele indroging van betekenis meer op. Doordat de wateronttrekking in de zomer klein is, is deze dan blijkbaar geheel of grotendeels reversibel. Verdere irreversibele indroging is op 't laatst beperkt tot zeer droge zomers, wanneer de planten zeer veel water aan de ondergrond onttrekken. Jonge gronden beschikken daardoor nog over een waterreserve, die alleen in droge jaren aangesproken wordt. Deze reserve is voor de waterhuishouding van veel belang; het gewas op jonge gronden kan hieraan in droge jaren water onttelen, terwijl op oudere gronden de planten onder watergebrek lijden.

Factoren, die van invloed zijn op de mate van indroging. Van de factoren, die invloed uitoefenen op de mate, waarin het watergehalte na het droogvallen irreversibel afneemt, moet in de eerste plaats het lutumgehalte van de grond worden genoemd. Zandgronden vertonen, zoals hiervóór is uiteengezet, in het geheel geen irreversibele indroging.

Naarmate het lutumgehalte hoger is, is ook de irreversibele indroging groter. Dit blijkt uit de reeds eerder besproken figuur, waarin het verband is aangegeven tussen lutum- en watergehalte voor een tweetal gevallen. De bovenste lijn heeft betrekking op de uitgangstoestand, de onderste geeft het watergehalte aan van oudere bouwvoren (waarbij de indroging beëindigd is), die geheel met water verzadigd zijn. Uit de figuur blijkt, dat het irreversibele waterverlies ongeveer evenredig is met het lutumgehalte.

Het valt bij deze figuur op, dat er in de eindtoestand slechts een zeer zwakke stijging van het watergehalte bij toename van het lutumgehalte plaats vindt. De verklaring hiervan ligt vermoedelijk in het reeds eerder besproken feit, dat bij het ineenkrimpen van de bodem de zandkorrels tenslotte

contact met elkaar krijgen; een verdere krimp van de grond is dan onmogelijk en bij de voortgaande indroging van het microbodemskelet ontstaan tussen de zandkorrels en de eigenlijke kleisubstantie poriën, die althans bij de zwaardere gronden vermoedelijk nog wel van microcapillaire omvang zijn. De hoeveelheid van dit laatste poriënwater is des te groter, naarmate het zandgehalte hoger (en het lutumgehalte dus lager) is en dit compenseert de waterverhogende invloed van het lutumgehalte. Naarmate de grond lichter wordt, zal dit water tussen het gekrompen kleiskelet en de zandkorrels tevens voor een groter gedeelte macrocapillair zijn.

Behalve het lutumgehalte zijn er nog een aantal andere factoren, die invloed hebben op de mate en snelheid van indroging. Daar deze in het volgende hoofdstuk weer, en uitvoeriger ter sprake moeten komen, zij hier volstaan met een korte opsomming: de al dan niet begroeiing en de aard daarvan; de weersomstandigheden; het zoutgehalte van de grond; de ontwatering; de kwel.

Het watergehalte van slik- en kweldergronden. Het slib, dat op de kwelders en wadden wordt afgezet, heeft een even hoog watergehalte als dat van de zeer recente subaquatische afzettingen; doordat de slik- en kweldergronden een kleiner of groter gedeelte van de dag boven water liggen en er dan verdamping plaats vindt, kan het watergehalte hier, al naar de hoogteligging, echter meer of minder ver beneden dat van de uitgangstoestand dalen.

Inderdaad vindt men bij weinig geconsolideerde slikken (zoals die o.a. in de bovenlaag van de recente opslibbingen in de vakken van de landaanwinningswerken voorkomen) waterfactoren, die weinig afwijken van die der jonge Zuiderzeeafzettingen ($n = 2.5 - 2.0$); er zijn echter ook slikken (ouder en hoger boven water gelegen), waar de waterfactor van de bovenlaag niet meer dan $n = 1.5$ bedraagt; dezelfde waarde vindt men vaak in de ondergrond.

Bij de Spartinaslikken wijkt, ondanks de begroeiing, het watergehalte weinig af van dat der kale slikgronden. Vermoedelijk houdt dit mede verband met de dichte plantenmassa, die de inwerking van zon en wind verhindert; bij jonge slappe Spartinaslikken vindt men een waterfactor tot $n = 2$; bij oudere is deze tot ongeveer $n = 1.5$ gedaald.

De slikgronden van de oude zeelei hebben een hoge waterfactor ($n = 1.5 - 2$; sommige gedeelten van de z.g. Beemsterklei zelfs nog hoger); misschien houdt dit verband met het feit, dat zij op een zeer laag niveau of dat zij in weinig zout water zijn afgezet. Voor dit laatste pleit het feit, dat zij ondanks hun hoge watergehalte een tamelijke stevigheid hebben. Zoals hiervoor reeds gezegd, moet met de mogelijkheid rekening worden gehouden, dat de stapeling der deeltjes bij in minder zout water afgezette gronden anders is; dit kan een voor de hoogteligging hoge waterfactor met zich meebrengen en een in verhouding tot de waterfactor grote stevigheid.

Bij kweldergronden is het watergehalte lager dan bij slikgronden. Deze kweldergronden liggen al vóór de bedijking een groot gedeelte van de dag boven water en bovendien zijn zij met een grasmat begroeid, waardoor er een aanmerkelijke indroging optreedt. De mate van indroging hangt af van de hoogteligging van de kwelder en van de begroeiing, factoren die meestal nauw gecorreleerd zijn. Bij de meeste kweldergronden ligt de waterfactor in de buurt van $n = 1.0$. Dit betekent dus, dat bij 25% lutum (een veel voorkomende waarde bij kweldergronden) het watergehalte ongeveer 55 à 60 g per 100 g droge stof bedraagt.

Merkwaardigerwijze is bij dergelijke kwelders de waterfactor, althans voor zover het de in het kwelderstadium afgezette lagen betreft, in alle lagen ongeveer $n = 1.0$. Dit wordt veroorzaakt door het feit, dat de indroging in de bovenlaag het sterkste is en de huidige onderlagen ook bovenlaag zijn geweest. De in de sliktoestand afgezette lagen van een dergelijk kwelderprofiel (dus die van de diepere ondergrond) hebben echter wel een hogere waterfactor.

Bij zeer hoge en daardoor sterk gerijpte kwelders is de waterfactor nog weer aanmerkelijk lager dan $n = 1.0$. Er is dan een duidelijke afname van het watergehalte, naarmate men hoger in het profiel komt. Op de hoogste gedeelten b.v. van de hoog gelegen en sterk gerijpte kwelder, die vóór de indijking bezuiden de Sloedam lag, bedroeg de waterfactor beneden 60 cm ongeveer $n = 1.0$ (dus de normale waarde); naar boven nam deze af tot 0.7, in de allerbovenste laag zelfs tot $n = 0.5$.

Evenals de slikgronden van de oude zeelei hebben ook de kweldergronden van die formatie een relatief hoog watergehalte. In de Wieringermeer lag hun waterfactor bij het droogvallen in de buurt van $n = 1.6$, hoewel er bij uitzondering ook wel lagere waarden voorkwamen (tot 1.2 toe).

Als gevolg van het lagere watergehalte der kweldergronden is de indroging na het bedijken minder sterk dan bij gronden,

die vóór het droogvallen met water bedekt waren; de mate van indroging hangt uiteraard af van het rijpingsstadium van de kwelder.

In onderstaande tabel zijn enkele cijfers opgenomen van de in 1943 ingedijkte Emmapolder in Groningen. De cijfers waren van jaar tot jaar met een tamelijke fout belast; daarom is in de tabel niet het watergehalte van elk jaar, doch het gemiddelde van enkele tijdvakken opgenomen.

| WATERFACTOREN IN DE EMMAPOLDER | | | |
|--|----------------------|-----|--------|
| Laag (in cm) | Jaren na droogvallen | | |
| | 1 | 4-7 | 9-12 |
| <u>Reeds goed gerijpte plek (+ 30% lutum)</u> | | | |
| 0-20 | 0.7 | 0.5 | 0.3 |
| 20-50 | 0.7 | 0.6 | 0.5 |
| 50-80 | 0.8 | 0.8 | 0.7 |
| <u>Minder goed gerijpte plek (bovenlaag + 30% lutum; onderlaag ± 20)</u> | | | |
| 0-20 | 1.1 | 0.6 | 0.4 |
| 20-50 | 1.1 | 0.7 | 0.5(?) |

Het watergehalte van gors- en griendgronden. In verschillende opzichten is er overeenkomst in watergehalte en indroging tussen de gors- en griendgronden en de kweldergronden. Bij beide heeft het slib, dat wordt afgezet, een hoog watergehalte; doordat de grond althans tijdelijk boven water ligt en begroeid is, daalt bij beide het watergehalte van het afgezette slib vóór de inpoldering al aanmerkelijk, destemmer naarmate de grond verder is opgeslibd en hoger ligt.

Evenals van mariene sedimenten, is ook de waterfactor van het zoete slib, dat in de Biesbos wordt afgezet, zeer hoog. Pas afgezet zeer slap slib kan een waterfactor hebben van meer dan 3; in het eerstvolgende stadium, dat van de ruigte, is deze waterfactor echter al gedaald tot ongeveer 1.9.

Rietgorzen en grienden komen beide onder tamelijk uiteenlopende omstandigheden voor; als gevolg daarvan vertoont ook het watergehalte een tamelijke spreiding. Bij de rietgorzen kan de waterfactor in de bovenste 50 cm lopen van $n = 1.9$ (dus nog gelijk aan die van de ruigte) tot 1.3; 1.5 is een veel voorkomende waarde. Bij de meeste rietgorzen heeft de indroging in de ondergrond nog niet veel te betekenen; de waterfactor is

daar van de orde van $n = 1.9$.

In de grienden is de waterfactor duidelijk lager dan in de rietgorzen. In de bovenlaag van de Salicetum-grienden ligt de waterfactor in de bovenste 50 cm in de orde van $n = 1.2$. Naar beneden neemt de waterfactor bij jonge grienden, die nog weinig zijn ingedroogd, toe; bij oudere enigermate af. De - overigens weinig voorkomende - hoge Fraxinetum-grienden zijn zeer sterk ingedroogd; de waterfactor wijkt hier weinig af van die van ouder bouwland.

Wat nu het waterverlies betreft, dat na de inpoldering optreedt, in tegenstelling tot de mariene gronden is de waterfactor alleen niet voldoende om van dit proces een indruk te geven. Bij de tot nu toe behandelde gronden is nl. het humusgehalte in alle rijpingsfasen althans van dezelfde orde; bij de gors- en griendgronden vindt daarentegen in het griendstadium en na de indijking een sterke daling plaats. Met de humus verdwijnt ook het daaraan gebonden water.

Over de daling in watergehalte, die na de indijking optreedt, bevat de onderstaande tabel enige gegevens. Daar zowel humusgehalte als waterfactor bij de gors- en griendgronden tamelijk uiteenlopen, geeft de tabel alleen enkele mogelijkheden.

| HUMUS- EN VOORJAARSWATERGEHALTE (IN G PER 100 G DROGE GROND) VAN EEN GORS- EN EEN GRIENDGROND IN DE BIESBOS (27% LUTUM) | | | | | | | | | |
|--|------------------------|-----------------------|------------------------|---------------------------|-----------------------|------------------------|------------------------|-----------------------|------------------------|
| Laag (in cm) | Rietgorsgrond | | | Salicetum- griendgrond | | | Oud bouwland | | |
| | Humus- ge- halte | Water- fac- tor | Water- ge- halte | Humus- ge- halte | Water- fac- tor | Water- ge- halte | Humus- ge- halte | Water- fac- tor | Water- ge- halte |
| 0-20 | 14 | 1.5 | 124 | 13 | 1.3 | 106 | 3.0 | 0.2 | 26 |
| 20-40 | 12 | 1.5 | 115 | 10 | 1.2 | 88 | 2.5 | 0.3 | 30 |
| 40-60 | 10 | 1.7 | 117 | 6 | 1.1 | 70 | 2.0 | 0.5 | 35 |
| 60-80 | 10 | 1.9 | 117 | 4 | 1.0 | 59 | 2.5 | 0.6 | 40 |

Uit deze tabel blijkt in de eerste plaats nog weer eens, dat het watergehalte van de gors- en griendgronden (behalve dan in de ondergrond van de grienden) aanmerkelijk hoger is dan van overeenkomstige kweldergronden; bij even zware kweldergronden bedraagt het watergehalte ongeveer 60 g per 100 g droge stof. Dit hogere watergehalte berust ten dele op een hogere waterfactor (bij de kweldergronden bedraagt de waterfactor $n = 1$), doch voornamelijk op het hogere humusgehalte. Daar het watergehalte aan het einde van de bodemrijping bij alle gronden ongeveer gelijk is, is de daling van het watergehalte bij de gors-

en griendgronden aanmerkelijk groter dan bij de kweldergronden. Uit bovenstaande tabel kan gemakkelijk worden berekend, dat deze daling (gerekend vanaf het rietgorsstadium) voor ongeveer de helft berust op indroging; de andere helft van het overschot aan water is verdwenen door de oxydatie van de humus, waaraan dit water was gebonden.

Algemene beschouwingen over het watergehalte van veengronden.

Het materiaal, waaruit veengronden bestaan, en de wijze, waarop uit dit materiaal de grond is opgebouwd, verschillen van die der minerale gronden. Veengronden bestaan ten dele uit grovere, nog weinig vergane plantenresten, die ook met het blote oog nog als zodanig herkenbaar zijn. Daarnaast komen verder vergane, kleinere plantenfragmenten voor, onder het microscoop nog als weefsel herkenbaar, doch waarvan de minder resistente bestanddelen al zijn verteerd; alleen de weerstandskrachtige delen (houtvaten en epidermiscellen) zijn behouden gebleven. De hoofdmassa bestaat bij de meeste veengronden echter uit kleine partikeltjes van donker, zeer fijn en anatomisch ongedifferentieerd materiaal.

Door de aanwezigheid van de weinig vergane plantenresten bevatten veengronden bij het droogvallen, in tegenstelling tot slibgronden, een aantal macrocapillaire ruimten. Deze hebben ten dele een tamelijke diameter en worden dan gevormd door de holle, weinig vergane plantenresten en door de ruimten tussen die plantenresten. Daarnaast komen ook zeer fijne macrocapillairen voor, bestaande uit nog min of meer intacte weefselmassa's; vooral de z.g. hyaline cellen, die in het levende veenmos voor het vasthouden van het regenwater dienden, zijn in dit opzicht van betekenis. Al deze capillairen zijn vrijwel star, zodat de indroging van het veen van weinig invloed op hun grootte en gedrag is.

Aantal en diameter van deze capillairen lopen uiteen naar de veensoort. Baggergronden bevatten vrijwel geen macrocapillairen en ook in sterk vergaan veen kunnen zij van niet veel betekenis zijn. De betrekkelijk weinige analyses, die hierover beschikbaar zijn, wijzen er op dat het luchtgehalte van het meest voorkomende veen (mos- en zeggeveen) in de eerste 50 cm boven het grondwater in het voorjaar minder dan 5 volumeprocenten bedraagt; het percentage macrocapillairen, waarvan de hoogte kleiner dan 50 cm is, is dus ook niet groot. Gegevens van hogere lagen dan 50 cm boven het grondwater zijn zeer schaars; men krijgt de indruk, dat het luchtgehalte van het

veen boven 50 cm boven grondwater toeneemt, in enkele gevallen vrij sterk.

Al deze cijfers hebben betrekking op veen in de min of meer natuurlijke toestand, zoals dit in de ondergrond voorkomt. In de bovenlaag heeft het veen door de vertering, bewerking en sterke indroging vaak veranderingen ondergaan; de op deze bovenlaag betrekking hebbende gegevens kunnen beter in het volgende hoofdstuk worden besproken.

De zeer weinig vergane kraggen hebben een veel hoger gehalte aan macrocapillairen en zelfs aan bovenscapillaire ruimten. Gewoonlijk liggen de kraggen zo diep in het water, dat zij met water zijn verzadigd. Wanneer men dan een brok kragge losspit en dit optilt, loopt het water er met stromen uit. In het ene monster, dat van een kragge uit een drooggelegde polder beschikbaar was, bedroeg het luchtgehalte - en dus ook dat aan zeer grove en bovenscapillaire ruimten - 20 cm onder maai-veld en 20 cm boven het grondwater 20 volumepercenten. Er zijn natuurlijk ook losgebouwde normale venen, die in hun gehalte aan bovenscapillair en macrocapillair water tussen de hierboven besproken mos- en rietvenen en de kraggen instaan. Zo is er een analyse bekend van een bosveen, dat van pF 0-1 15 volumepercenten water losliet en van pF 1-2 eveneens 15%.

In de meeste veengronden is het overgrote gedeelte van het water gebonden aan de sterk vergane veensubstantie. Vermoedelijk moet men zich hierbij, evenals bij de minerale gronden, voorstellen dat er water rondom deze vergane veendeeltjes is gesorbeerd en dat deze deeltjes ook een min of meer elastische raatstructuur vormen, waartussen microcapillair water voorkomt. Een verschil met de minerale gronden is echter, dat bij de veengronden ook inwendige sorptie voorkomt.

De organische partikelletjes kunnen beschouwd worden als te bestaan uit een los netwerk van macromoleculen, die op een aantal plaatsen door krachten van verschillende aard aan elkaar zijn verbonden (chemische bindingen, binding door de dipoolattracties en door van der Waals-London-krachten). Binnen dit netwerk bevindt zich een grote hoeveelheid water, ten dele vrij en ten dele door de bij de minerale gronden besproken krachten min of meer vast aan de organische stof gebonden. Het is onbekend, of het in de vergane organische stof vervatte water grotendeels inwendig gesorbeerd is, of dat het overwegend tussen de mazen van de raatstructuur voorkomt.

Bij indrogen kan, evenals bij de minerale gronden, het door het microskelet ingesloten water en het in- en uitwendige sorptie-water aan de grond worden onttrokken. Er zijn enige verschillen tussen de indroging van klei- en van veengronden;

deze zullen in een volgend hoofdstuk ter sprake komen.

Voor dit hoofdstuk is de overeenkomst met de minerale gronden belangrijker. Uit het gedrag van veengronden blijkt duidelijk, dat de indroging van de vergane organische stof ten dele reversibel en ten dele irreversibel is. Wordt er dus aan de organische stof, evenals bij de minerale gronden, water onttrokken, dan streeft deze weer wel naar wateropname, doch het watergehalte van vóór de wateronttrekking wordt, althans in de eerste fasen van de indroging, niet weer bereikt. Naarmate de grond verder indroogt, wordt de reversibiliteit van de waterbeweging groter (behoudens in de in het volgende hoofdstuk te bespreken uitzonderingen), zodat men tenslotte aanlandt op een niveau, waarop de wateronttrekking in de zomer en de aanvulling in de winter elkaar in evenwicht houden.

Het watergehalte van veengronden. Ook voor veengronden geldt, dat het watergehalte $A = 20 + nL + nbH$. Doordat het organische-stofgehalte van veengronden zo hoog is en de organische stof zeer veel water bindt, spelen de termen 20 en nL geen grote rol, zodat deze in de regel verwaarloosd kunnen worden. Bij echte veengronden (meer dan 20% organische stof) gebruikt men dan ook meestal de betrekking $A = nbH$. Hierin is de term nb dan weer het produkt van de pakkings- en materiaalfactor; daar deze term gelijk is aan de waterfactor (g water, waarmede het watergehalte van een reeks gronden met toenemend gehalte aan organische stof per g organische stof stijgt), wordt zij bij veengronden meestal als afkorting daarvoor gebruikt.

Volgens onderzoeken van Pons is b des te hoger, naarmate het veen minder vergaan is en dus meer nog intacte plantenresten bevat. In deze intacte plantenresten is de poreuze cellen- en weefselstructuur van het uitgangsmateriaal bewaard gebleven en het daarin vervatte water levert een extra bijdrage tot het watergehalte van de grond. Bij sterk vergaan veen is b , evenals bij humus, $= 3$; in zeer weinig vergaan veen kan de b -waarde oplopen tot 6. Voor het doel van dit geschrift is het overigens niet nodig, om de waterfactor nb in zijn componenten te splitsen.

Bij de bespreking van de minerale gronden is naar voren gebracht, dat de bodemdeeltjes bij de sedimentatie een zeer los microskelet vormen en dat dit skelet na de afzetting, o.a. door

de benedenwaartse druk, die de bodemdeeltjes op elkaar uitoefenen, een zekere compactie kan ondergaan. Ook bij veengronden is dit het geval.

Bij onder water gevormd en gelegen veen is de benedenwaartse druk van de bovenliggende lagen niet groot, omdat veen voor het overgrote deel uit water bestaat en het soortelijk gewicht van de organische stof bovendien weinig afwijkt van dat van water. Wat er dus na aftrek van de opwaartse druk overblijft, is niet veel (organische stof heeft een soortelijk gewicht van $\pm 1,4$ tegen minerale grond 2.65; bovendien bevat onder water gelegen veen vaak ook nog gas).

Als gevolg daarvan is de pakking van veen, dat onder water is gevormd (laagveen) en nog niet boven de waterspiegel is uitgegroeid, zeer los en daardoor het watergehalte te hoog. Tot deze groep behoren de onder water gevormde baggers; de waterfactor loopt hierbij uiteen van 12-20 met een gemiddelde van ongeveer 16. Wanneer de waterfactor laag is, is dit vermoedelijk te danken aan de bijmenging van fijngewreven (en gedeeltelijk irreversibel ingedroogd) veen, dat van de oevers der plassen is afgeslagen.

Wordt een dergelijke bagger onderdeel van een levend veen, wat b.v. het geval is als in een petgat de bagger contact krijgt met de bovenliggende kragge, dan neemt de druk op de diepere lagen aanmerkelijk toe, omdat de boven water gelegen lagen geen opwaartse hydrostatische druk ondervinden (zie verder hoofdstuk III). Het bodemskelet van de losse baggermassa ondergaat daardoor een compactie, waarvan de mate afhangt van de hoogte, waartoe de kragge boven de grondwaterstand is uitgegroeid. In de hierachter volgende tabel is voor bagger onder een wat oudere en vastere kragge een waterfactor $n_b = 11$ aangenomen (bij al de hierna te bespreken cijfers gaat het om een gemiddelde, dat alleen de orde van grootte aan wil geven).

Een waterfactor $n_b = 11$ vindt men eveneens bij de met bagger vergelijkbare gyttja-detritus in de Noordoostpolder, die door een bovendeck van minerale grond enigermate in elkaar is geperst.

Zeer jong veen, zoals aan de oppervlakte van een levend veen wordt aangetroffen, heeft als gevolg van de hoge b -waarde een zeer hoge waterfactor. Vergelijkbaar met dit zeer jonge veen zijn de kraggen, met een waterfactor $n_b = 14-22$. Bij het voortschrijden van de sedimentatie treedt verwerking op, waardoor

de b-waarde daalt. Tevens wordt het reeds gesedenteerde veen door jongere lagen afgedekt, waardoor het microbodemskelet wordt verkleind en de n-waarde afneemt. Als gevolg daarvan is de waterfactor van ouder veen aanmerkelijk lager dan die van jong veen. Bij de mos- en rietzeggevenen, waarmede men bij de natte ontginningen het meeste te maken heeft, wordt veelal een waterfactor $n_b =$ omstreeks 11 gevonden. De grootte van de waterfactor is echter tamelijk variabel, doordat de omstandigheden, waaronder het veen tijdens en na de sedimentatie verkeerde, zeer uiteengelopen kunnen hebben (verschil in grondwaterstand, zelfs alleen een tijdelijk verschil, heeft invloed op de irreversibele indroging der bovenlagen en op de compactie der diepere lagen).

Wanneer een veen wordt drooggelegd, laten in de eerste plaats de grovere capillairen en de bovencapillaire ruimten hun water los; vooral in de weinig vergane kraggen daalt de waterfactor hierdoor aanmerkelijk (zie tabel volgende bladzijde). Doordat de bovenlagen nu boven de grondwaterstand liggen, neemt hun druk op de diepere lagen toe; deze laatste ondergaan daardoor een zekere compactie. Wanneer de grond vervolgens in cultuur wordt gebracht, verweren de bovenlagen, waardoor de b-waarde van die lagen daalt.

Verder onttrekken de planten water aan het bodemskelet, welke onttrekking deels irreversibel is. De onttrekking leidt, evenals bij de slibgronden, tot een evenwichtswaarde van het watergehalte, welk evenwichts-watergehalte toeneemt met de diepte.

Aldus worden de waterfactoren bereikt, die in de hierachter volgende tabel zijn vermeld; zij gelden voor goed ontwaterd grasland.

De hierboven besproken indroging heeft zich van nature ook al voltrokken bij het veen, dat in vroeger tijd geleidelijk als grasland in cultuur is genomen, en waarmede men bij natte ontginningen in de vorm van ribben en ingesloten bovenland te maken heeft. Alleen laat de ontwatering hier vaak te wensen over, als gevolg waarvan de indroging dan minder ver is voortgeschreden; na de inpoldering daalt het watergehalte hier uiteraard ook tot de eindwaarden van de tabel; na de drooglegging wordt hier uiteraard ook de hiervóór beschreven evenwichtstoestand bereikt.

Een overzicht van de waterfactoren van de hierboven besproken veensoorten in diverse ontwateringsstadia is in onderstaande tabel opgenomen.

| WATERFACTOREN (nb) BIJ VERSCHILLENDE VEENGRONDEN IN HET VOORJAAR | | | | | | |
|--|-------------------------------|------------------------------|---|--|--|---|
| Laag (cm beneden maai-veld) | Bagger- en Kraggeveen | | | | | |
| | Bagger onder water | Jonge, natte en losse kragge | Oudere, vastere en drogere kragge op bagger | Enkele jaren bemalen kragge (ondiep bemalen) | Enkele jaren bemalen kragge (diep bemalen) | Goed ontwaterde ontgonnen kragge, 30 jaar oud |
| 0- 20 | | 14-22 | 13 | 12 | 6 | 3½ à 4 |
| 20- 40 | | 14-18 | 12 | 10 | 7 | 5 |
| 40- 60 | | 14-18 | 12 | 10 | 8 | 7 |
| 60- 80 | 12-20 | | 11 | 10 | 9 | 9 |
| 80-100 | 12-20 | | 11 | 11 | 10 | 9½ |
| | Bovenland, ribben en restveen | | | | | |
| | | Rest-veen | Slecht ontwaterd bovenland en ribbe | Normaal ontwaterd bovenland en ribbe | Goed ontwaterd bovenland en ribbe | Goed ontwaterde ontgonnen ribbe, 30 jaar oud |
| 0- 20 | | 11 | 5-7 | 4 | 3½ à 4 | 3½ à 4 |
| 20- 40 | | 11 | 7 | 6 | 5 | 5 |
| 40- 60 | | 11 | 8 | 7½ | 7 | 7 |
| 60- 80 | | 11 | 9 | 9 | 9 | 9 |
| 80-100 | | 11 | 10 | 9½ | 9½ | 9½ |

Uit deze cijfers blijkt nog weer eens, dat het watergehalte van veengronden veel hoger is dan van minerale gronden. Bij een veel voorkomend gehalte aan organische stof van 70% bedraagt het watergehalte van een niet ingepolderde veengrond al gauw 700 g per 100 g droge grond. Door dit hoge primaire watergehalte is ook het waterverlies na de drooglegging zeer groot; in de bovenlaag kan het onder omstandigheden gemakkelijk 500 g per 100 g droge stof bedragen. Desondanks is ook

het uiteindelijk watergehalte van veengronden aanmerkelijk hoger dan van minerale. Bij 70% organische stof bedraagt het gemiddelde over de bovenste 50 cm ongeveer 350 g per 100 g droge stof, tegen 30 bij minerale gronden.

HOOFDSTUK II. DE RIJPING.

Algemene opmerkingen over de rijping. In verschillende van de vorige hoofdstukken is er op gewezen, dat in jonge gronden na het droogvallen tal van veranderingen optreden: afname van het watergehalte, veranderingen in het humusgehalte en in het stikstofgehalte van de humus, oxydatie van de zwavelverbindingen, uitloging van de daaruit gevormde sulfaten en van de reeds primair in de grond aanwezige andere zouten, omzettingen bij de uitwisselbare kationen. Men duidt het geheel van deze processen aan met de term "rijping" van de grond. In het bijzonder heeft men, als men over de rijping spreekt, de meer zichtbare veranderingen van de grond op het oog: het verdwijnen van de gereduceerde toestand, de indroging van de grond en de daarmee gepaard gaande verandering in vastheid, structuur, doorlatendheid en waterberging.

Als men zich voor ogen stelt, wat de rijping omvat - de overgang van een zwart anaeroob structuurloos slib in een goed doorluchte, verkruimelde grond - dan is het zonder meer duidelijk, dat deze overgang voor het in cultuur brengen van jonge gronden van veel belang is; dit vindt dan ook zijn uitdrukking in het gebruik van het woord "rijping". De fundamentele processen, die aan de rijping ten grondslag liggen, zijn hiervoor al behandeld; het gaat in dit hoofdstuk hoofdzakelijk om hun invloed op de structuur en de doorlatendheid en waterberging.

Evenals zovele andere processen, is ook dat van de rijping het beste bestudeerd bij de Zuiderzeeslibgronden; deze zullen dan ook eerst en het uitvoerigst worden besproken. Over de andere afzettingen staan slechts weinig gegevens ter beschikking. De bij de Zuiderzeegronden gewonnen inzichten maken het echter toch wel mogelijk, om uit die weinige gegevens althans een globale indruk te krijgen van het rijpingsproces bij die andere afzettingen, terwijl de invloed van secundaire factoren op de rijping analoog verondersteld kan worden aan die bij de Zuiderzeeslibgronden.

De rijping van zware slibgronden. Bij de behandeling van de waterhuishouding der zwaardere gronden is besproken, dat door de indroging, die na het droogvallen optreedt, een contractie van het bodemskelet plaats vindt. Er ontstaan daardoor spanningen in dit bodemskelet, als gevolg waarvan de grond op de

plaatsen van de kleinste weerstand splijt. De plaats, waar de grond begint te scheuren, hangt af van het toeval en de wijze, waarop de grond scheurt, kan daardoor uiterst grillig zijn; in de regel splijt de grond op een bepaalde plaats in drieën.

Bij verdere indroging worden de scheuren wijder en langer. Hierbij komen zij al gauw op een andere scheur terecht, want dit proces van driesplijting treedt op veel plaatsen in de grond op. Daardoor ontstaat een vijf- of zeshoekspatroon; de afmetingen van de zo gevormde primaire prisma's zijn tamelijk groot, b.v. $\frac{1}{2}$ m in diameter.

Hiermede is evenwel pas het begin van de indroging ingeleid; als deze verder gaat, splijten de prisma's steeds weer opnieuw, totdat, althans in zware gronden, op het laatst eenheden van ongeveer $\frac{1}{2}$ cm diameter zijn ontstaan. Er hebben zich dan tevens horizontale breukvlakken gevormd; in alle sedimenten, zelfs in de zogenaamd homogene, wisselen nl. zwaardere en lichtere laagjes elkaar af, en deze drogen in verschillende mate in. Daardoor treden bij het indrogen spanningen in de grensvlakken op, die tot horizontale scheuren aanleiding geven. Door deze verticale en horizontale splijting ontstaan kleine elementen met scherpe grensvlakken.

Deze latere stadia van de verbrokkeling zijn overigens niet geheel aan de primaire indroging te wijten. Wanneer het regent, nemen de min of meer ingedroogde brokken en brokjes weer water op en zij zwellen daarbij; deze zwelling begint aan de buitenkant, veroorzaakt daar spanningen ten opzichte van het inwendige, en dit leidt ook tot een verdere verbrokkeling. De vorst werkt in deze nog waterrijke gronden eveneens in dezelfde richting.

Een merkwaardigheid van deze scherpkantige brokjes is, dat zij (althans in de eerste jaren na het droogvallen) geheel uit grond en water bestaan, dus geen lucht of althans nagenoeg geen lucht bevatten; de inkrimping is dus even groot als het waterverlies. Slechts wanneer de grond zeer ver uitdroogt, wat alleen in de allerbovenste laag gebeurt, blijft de inkrimping bij het waterverlies achter en dringt er lucht in de brokjes. Met opzet is voor deze luchtloze eenheden dan ook het woord "kruimels" vermeden.

De vorming van kruimels (niet scherpkantige, betrekkelijk los opgebouwde, min of meer doorluchte eenheden) is een langdurig proces in jonge gronden. Deze kruimels ontstaan pas, als de brokjes doorboord worden door wortels of als er weer secun-

daire eenheden worden gevormd uit niet geheel aaneensluitende primaire. (Overigens dient wel te worden opgemerkt, dat ook in oudere kleigronden echte kruimels slechts een klein onderdeel van de bouwvoor vormen).

De rijping van de grond begint bovenin en schrijdt geleidelijk, doch met steeds afnemende snelheid, naar beneden voort. Op de duur stagneert het proces, zodat een verbrokkeling in de diepere ondergrond nooit optreedt. Na een 10-tal jaren bestaat het bodemprofiel in de bovenlaag uit een fijn verbrokkelde of fijn te verbrokkelen massa; de brokjes zijn door de bewerking meestal wel afgerond, maar echte kruimels zijn nog zeldzaam. Beneden de bouwvoor worden de brokjes groter en uitgesproken hoekig. Zij vormen daar bovendien een nog min of meer sluitend geheel. Op grotere diepte is de verticale scheuring veel belangrijker dan de horizontale, zodat de grond daar alleen maar uit prismatische elementen bestaat; vaak zijn deze prisma's ook nog weer door fijnere scheurtjes partieel onderverdeeld. De grootte der prisma's neemt met de diepte toe; op 't laatst vindt men alleen nog maar scheuren, die aanvankelijk breed zijn, doch dieper in de grond smaller worden. (De hier beschreven prisma's moeten niet verward worden met die, welke in slecht ontwaterde gronden voorkomen; prismatische bouw van de ondergrond bij jonge gronden wijst geenszins op een slechte ontwatering).

Bij de bespreking van het watergehalte is gebleken, dat met de indroging van de grond een groot aantal jaren is gemoeid. Het watergehalte van een jonge grond blijft dan ook nog jaren lang hoger dan dat van overeenkomstige oudere gronden. Het merkwaardige daarbij is, dat in de latere fasen van de indroging, wanneer de jonge gronden nog een hoger watergehalte hebben dan in de eindtoestand, zij toch al een aanmerkelijke stevigheid bezitten; deze is veel groter dan die van een vergelijkbare oudere grond met hetzelfde watergehalte.

Een jonge grond, met 40% lutum en een watergehalte van b.v. 70 g per 100 g droge grond, is een stevig geheel; een oudere even zware grond, op dit watergehalte gebracht, is daarentegen een brij. De reden van dit verschil is, dat de jonge grond een ruim microbodemskelet heeft, waarin al dit water is geborgen en met welk water het skelet min of meer één geheel vormt. Bij een oudere grond is het microbodemskelet veel compacter; brengt men een kruimelige massa van een oudere grond op het hierboven genoemde watergehalte, dan kan het irreversibel gekrompen bodemskelet dit water niet meer opnemen. De hoeveelheid toegevoegd water is ook te groot, om in de macrocapillairen tussen

de kruimels te kunnen worden geborgen; bij voorzichtig aanroeren ontstaat daardoor een brij. Zo bedroeg b.v. het watergehalte van een op het collapspunt gebrachte jonge Zuiderzeegrond (die primair 117 g water per 100 g droge stof bevatte) 134 g per 100 g droge stof; van dezelfde grond, tot luchtdroog ingedroogd, gemalen en op het collapspunt gebracht, 76.

Doordat het bodemskelet bij jonge gronden zoveel water bindt, maken deze vanaf een zeker indrogingsstadium al een vrijwel normale indruk. Hun stevigheid is dan echter toch nog wel wat minder dan die van oudere gronden. Dit uit zich o.a. in de geringere trekkracht, die nodig is voor de bewerking van de grond. De geringe trekkracht, die zeer typisch is voor jonge gronden, berust ten dele echter ook op de zeer mooie kruimelige structuur, waarin de bouwvoor aanvankelijk verkeert.

Deze fijnkruimelige structuur van de bouwvoor, die een gevolg is van de indroging, is eveneens kenmerkend voor jonge gronden en landbouwkundig zeer belangrijk. De bewerking kan daardoor licht en weinig veelvuldig zijn en het is gemakkelijk om een goed kiembed voor de gewassen te maken. Het is zelfs wel eens zo, dat de structuur bij zavelige gronden door de bewerking gemakkelijk te fijn wordt en dan bij veel regenval aanleiding geeft tot slempen.

Doordat het zelfs in de bouwvoor jaren duurt, eer het uiteindelijke watergehalte is bereikt, ontstaan door de gedurende al die tijd voortdurende indroging steeds weer nieuwe scheuren en brokjes. De structuur blijft daardoor nog gedurende lange tijd beter dan die van oudere gronden. Om dezelfde reden zijn jonge gronden ook ongevoeliger voor structuurbederf dan oudere; als de structuur bedorven is, ontstaat door de verdere indroging gemakkelijk weer een nieuwe verbrokkeling.

Bij het droogvallen zijn de slibgronden tot boven toe gereduceerd en vaak zwart gekleurd door zwavelijzer (FeS). Zolang de slibmassa homogeen is, dringt de lucht slechts zeer langzaam in de grond door en blijft (behalve in de allerbovenste laag) de gereduceerde toestand bestaan. Pas door de scheurvorming en verbrokkeling wordt het doordringen van de lucht in de ondergrond, en daarmee de oxydatie van de zwavelverbindingen, van betekenis; de oxydatie houdt daardoor gelijke tred met de scheurvorming. Is de grond dan ook zwart door FeS , dan verdwijnt deze zwarte kleur het eerst langs de scheuren; de fijne scheuren in de ondergrond ziet men vaak het beste aan de bruinrijfs geoxydeerde scheurwanden. Ook bij het ontbreken van

een echte zwarte FeS-kleur, dus bij meer grauwgrijs getinte oudere gronden, waarbij het FeS is omgezet in FeS₂, is de kleur in de nabijheid van de scheuren toch vaak wat bruiner.

Merkwaardig is, dat de oxydatie van het zwavelijzer in de bovenlagen van kalkhoudende gronden geen aanleiding geeft tot zichtbare afzetting van ijzerhydroxyde. Het gevormde ferrihydroxyde wordt blijkbaar, direct na het ontstaan, ter plaatse in een uiterst fijn verdeelde, weinig tingerende toestand neergeslagen. Bij oxydatie krijgen mariene gronden daardoor een grijze kleur, met hoogstens een zwakke bijmenging van bruin; de mate daarvan kan van afzetting tot afzetting uiteenlopen.

Alleen in de diepere lagen ziet men langs de scheuren wel uitgesproken afzettingen van ijzerhydroxyde. Men kan hierbij denken aan gleyafzettingen, dus aan een proces dat geen verband met de rijping houdt. In veel gevallen danken deze ijzerafzettingen echter wel hun ontstaan aan de eigenlijke bodemrijping. Door het geringe zuurstofgehalte van de ondergrond oxydeert het zwavelijzer bij de rijping daar nl. primair niet tot een ferriverbinding, maar tot het oplosbare ferrobicarbonaat; dit verplaatst zich dan door de grond naar de scheuren, oxydeert daar door het hogere zuurstofgehalte tot ferricarbonaat, hydrolyseert en slaat neer.

De diepte, waartoe de rijping in de grond uiteindelijk doordringt, hangt van tal van factoren af. Zelfs bij de goed ontwaterde en enkele eeuwen oude Dollard-gronden is de grond op + 1½ m diepte in de regel volkomen gereduceerd en blauwzwart. Ook het watergehalte is daar nog dat van de uitgangstoestand. Scheuren komen op die diepte evenmin voor; deze houden al hoger in de grond op. Voor normale poldergronden is 1½ m dan ook wel de maximale diepte, waartoe rijping optreedt.

Over de snelheid van rijping geeft de volgende tabel enige gegevens. Deze tabel heeft betrekking op een grond met ruim 20% lutum in de Noordoostpolder, die in de herfst van 1941 is drooggevallen. De tabel heeft geen betrekking op een reëel geval, maar is samengesteld aan de hand van al het beschikbare materiaal. Aangegeven is de mate van aëratie en gescheurdheid in een 5-delige schaal. Wat de aëratie betreft: 0 = geheel ongeaëreerd; 5 = geheel geaëreerd; de tussenliggende cijfers zijn evenredig met het op het oog geschatte percentage geaëreerde grond. Bij de gescheurdheid betekent 0 = ongescheurd; 1 = scheuren op grotere afstand dan 25 cm; 2 = scheuren op afstanden van 10-25 cm; 3 = scheuren op afstanden van 5-10 cm, dus een prismatische bouw; 4 = grove verbrokkeling (diameter brokken meer dan 1 cm); 5 = fijne verbrokkeling (diameter brokjes minder dan ½ cm).

RIJPING VAN EEN ZWARE-ZAVELGROND (RUIIM 20% LUTUM) IN DE
NOORDOOSTPOLDER (aëratie en gescheurdheid zijn in een
5-delige schaal aangegeven).

| Laag (in cm) | Voorjaar na droogvallen | | | | | | | | | |
|-----------------|-------------------------|---|----|----|----|----|----|----|----|----|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 10 | 15 |
| | <u>Aëratie</u> | | | | | | | | | |
| 0- 20 | 4 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 |
| 20- 40 | 2 | 3 | 4 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 |
| 40- 60 | 0 | 1 | 2 | 2½ | 3½ | 4 | 5 | 5 | 5 | 5 |
| 60- 80 | 0 | 0 | 0 | ½ | 1 | 2 | 2½ | 3 | 5 | 5 |
| 80-100 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | ½ | 1 | 2½ | 4 |
| 100-120 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | ½ | 1 |
| 120-140 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | <u>Gescheurdheid</u> | | | | | | | | | |
| 0- 20 | 4 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 |
| 20- 40 | 2½ | 3 | 3½ | 4 | 4 | 4 | 4½ | 4½ | 5 | 5 |
| 40- 60 | 0 | 1 | 2 | 3 | 3½ | 3½ | 4 | 4 | 4 | 4 |
| 60- 80 | 0 | 0 | 0 | ½ | 1 | 2 | 2½ | 3 | 3 | 3 |
| 80-100 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | ½ | 1 | 2 | 2 |
| 100-120 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | ½ | 1 |
| 120-140 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |

Uit deze cijfers blijkt, dat in normale omstandigheden de bovenlagen zeer snel aërereren en scheuren, doch dat met de rijping van de ondergrond meer tijd is gemoeid; na 15 jaar is de laag van 80-100 cm zelfs nog niet geheel geaëreerd.

De toename van de doorlatendheid en de waterberging bij de zware slibgronden. Met de scheurvorming hangen twee belangrijke eigenschappen van de grond samen: de doorlatendheid en de waterberging.

Wat de doorlatendheid betreft, in ongescheurde kleigronden komen alleen uiterst fijne poriën voor; de waterbeweging ondervindt daardoor een grote weerstand en de doorlatendheid is zeer klein. Bij zeer nauwkeurige waarnemingen in de bodem van de nog niet drooggevallen polder Oostelijk Flevoland is gebleken, dat de doorlatendheid van dergelijke ongescheurde zware kleigronden niet meer bedraagt dan $K = 10^{-4}$ m/etmaal. In minder kleihoudende gronden is de doorlatendheid wel hoger, maar zelfs bij een uiterst lichte zavel zal zij toch nog niet veel meer dan $K = 0,02$

bedragen.

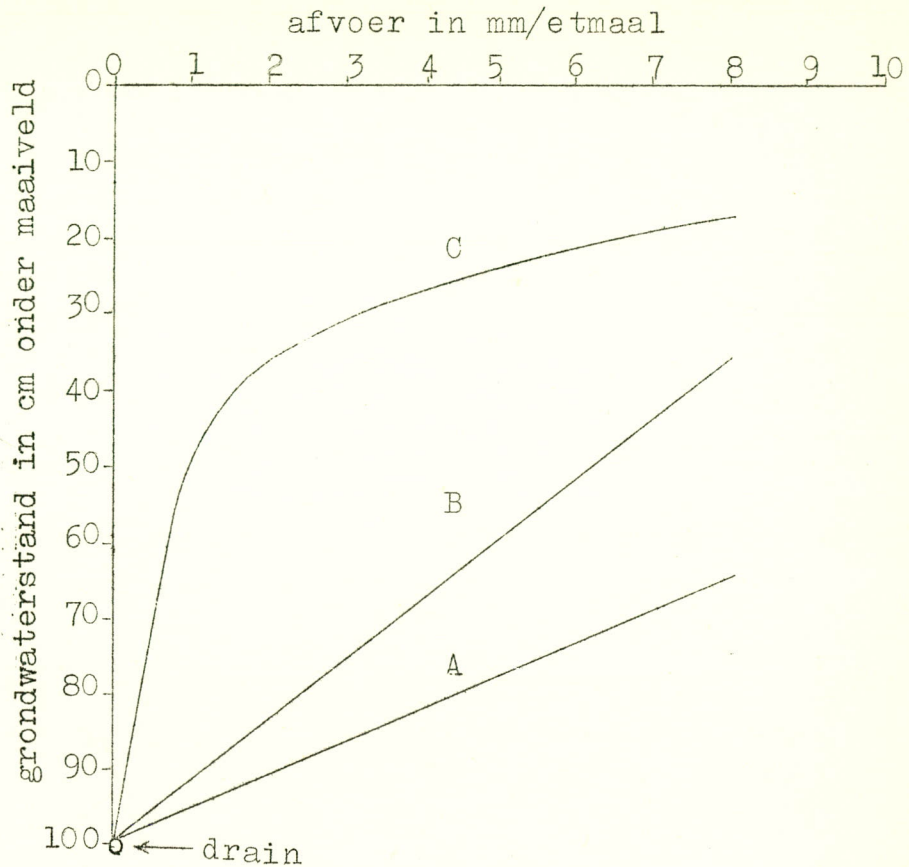
Door de scheurvorming ontstaat een aantal grotere watergangen in de grond en als gevolg daarvan neemt de doorlatendheid sterk toe; in sterk gescheurde lagen kan deze doorlatendheid wel $K = 100 \text{ m/etm.}$, en misschien nog wel meer, bedragen. Gaat de gescheurde grond in de kruimeltoestand over, dan vallen de wijdsten scheuren weer dicht. De doorlatendheid is ook in dat geval nog wel groot, maar toch kleiner dan wanneer de grote scheuren nog bestaan.

Ook bij bewerking van gescheurde grond treedt een verkleining van de doorlatendheid in de bouwvoor op, die soms wel eens groter is dan wenselijk is voor de ontwatering. De ondergrond vlak onder de bouwvoor ondervindt door de druk der werktuigen eveneens de nadelige invloed van de bewerking; de aanvankelijk los naast elkaar liggende elementen worden dan weer min of meer tegen elkaar gedrukt.

In een sterk gescheurde, doch bewerkte grond is de doorlatendheid desalniettemin boven in de grond behoorlijk. Zij neemt naar beneden eerst toe tot een zeer grote waarde, om daarna weer geleidelijk te dalen; op ongeveer $1\frac{1}{2} \text{ m}$ diepte wordt nimmer een doorlatendheid van enige betekenis bereikt.

Door deze half voltooide scheurvorming kan de doorlatendheid in de verschillende lagen van een profiel zeer sterk uiteenlopen. Zo bedroeg op kavel B 45 in de Wieringermeer in de winter van 1933/1934 de doorlatendheid op een diepte van 0; 10; 20; 30; 40; 50; 60; 70 en 80 cm onder maaiveld resp. 12; 8; 5; 3; 1,5; 0,6; 0,08; 0,02 en 0,02 m/etm.

De toename van de doorlatendheid bij jonge gronden laat zich het beste vervolgen aan de z.g. S/m-lijnen. Bij stijging van de grondwaterstand (m) op een akker (of liever op twee halve akkers aan weerszijden van een drain), stijgt ook de afvoer van de bijbehorende drain (= S); het verband tussen grondwaterstand midden op de akker en afvoer, in een grafiek uitgezet, wordt een S/m-lijn genaamd (zie figuur volgende bladzijde). De lijn begint bij een grondwaterstand = draindiepte, waarbij de afvoer = 0; vanaf dit nulpunt loopt de lijn schuin naar rechtsboven. Deze S/m-lijnen zijn het gemakkelijkst te interpreteren, wanneer de bodem beneden draindiepte ondoorlatend is en dus niet meedoet aan de waterafvoer. In de hierna te bespreken gevallen (Zuiderzeeslibgronden met een zwaardere, ongescheurde diepere ondergrond) is dit het geval.



Bij een doorlatende grond (A) is de afvoer bij eenzelfde grondwaterstand hoger dan bij een minder doorlatende (B); de grootte van de afvoer bij een bepaalde grondwaterstand is dus een maat voor de doorlatendheid van de lagen, die op dat ogenblik deelnemen aan de waterbeweging, dat zijn alle lagen beneden de beschouwde grondwaterstand. Aldus geeft elk punt van de curve een relatieve waarde voor de doorlatendheid van de lagen, die beneden de bij dat punt behorende grondwaterstand liggen, en de curve in zijn geheel geeft een relatief beeld van de doorlatendheid van het hele profiel. Naarmate de curve lager ligt, is het profiel, als geheel beschouwd, doorlatender. Uit de vorm van de curve is ook nog één en ander af te leiden over de doorlatendheid van de verschillende lagen van het profiel; de S/m-lijnen van de Zuiderzeeslibgronden zijn hiervan een sprekend voorbeeld.

Bij zwaardere jonge Zuiderzeeslibgronden, waarvan de bovengrond reeds is gescheurd, doch de ondergrond nog ondoorlatend is, vertoont de S/m-lijn na een steil begin nl. vaak een vlakker verloop (C). Wanneer de grondwaterstand op draaindiepte ligt (er is op dat ogenblik nog juist geen afvoer) en het begint vervolgens te regenen, dan loopt de grondwaterstand op. De af-

voer blijft echter aanvankelijk gering, zelfs als de grondwaterstand sterk stijgt, omdat de waterbeweging zich in de nog weinig gescheurde, ondoorlatende ondergrond afspeelt; m.a.w. de S/m-lijn heeft aanvankelijk een steil verloop. Zodra de grondwaterstand echter de meer gescheurde en doorlatende bovenlagen bereikt, wordt de afvoer veel gemakkelijker; de grondwaterstand behoeft dan maar weinig te stijgen om een grote toename van de afvoer te geven en de S/m-lijn gaat veel vlakker lopen. Omgekeerd wijst een dergelijke S/m-lijn dus op een weinig ondoorlatende ondergrond en een meer doorlatende bovengrond.

Zoals gezegd, laat het proces van de toename van de doorlatendheid bij jonge gronden zich het beste vervolgen aan deze S/m-lijnen. Bij de rijping worden steeds dieper gelegen lagen goed doorlatend. Het vlakke gedeelte van de curve (aangevend, waar de goed doorlatende grond begint) verschuift daardoor, totdat de bodemrijping voltooid is, naar een steeds dieper niveau.

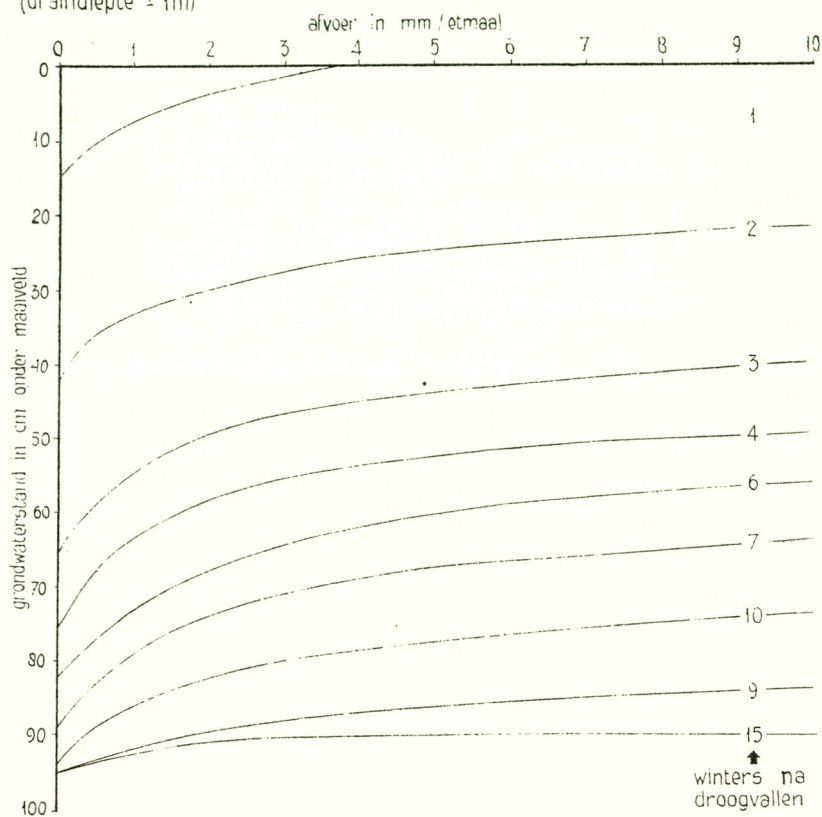
In een figuur zijn de S/m-lijnen voor een zware zavelgrond in de Zuiderzeepolders opgenomen. Hoewel locale omstandigheden, en vooral ook het weer, van invloed zijn op de ontwikkeling van de doorlatendheid, kunnen deze lijnen toch wel ongeveer representatief geacht worden voor de zwaardere zoete Zuiderzeeslibgronden, die in de nazomer of herfst zijn drooggevallen.

De lijnen zijn van verschillende kavels afkomstig. De lijn, aangenomen voor de eerste winter, stamt van een zware-zavelprofiel in Oostelijk Flevoland (N 5), dat in de natte nazomer van 1957 is drooggevallen en in de late herfst van 1957 met de hand is begreppeld; scheurvorming had hier toen nog nagenoeg niet plaats gevonden (de omstandigheden waren hier dus wat ongunstiger dan in het geval van de tabel op blz.39).

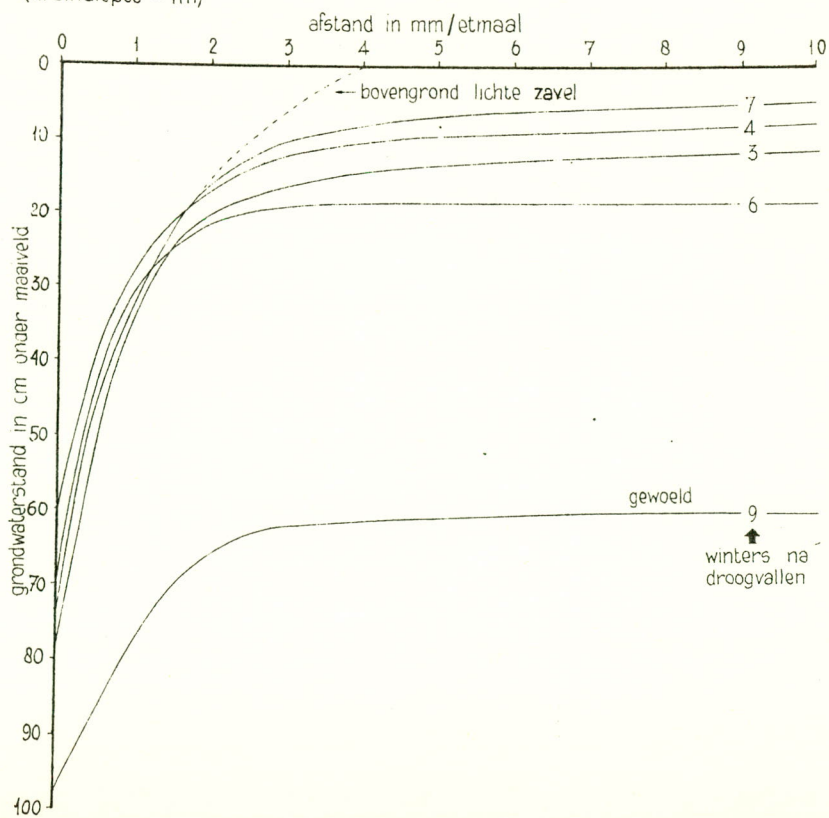
De lijnen van de tweede en derde winter na het droogvallen hebben betrekking op een zware-zavelprofiel in de Noordoostpolder (P 24), dat in de herfst van 1941 was drooggevallen, het volgende jaar gunstig voor de afwatering en indroging lag en in dat jaar (het tweede na het droogvallen) met de hand is begreppeld. De scheurvorming was hier in de tweede winter nog niet zo diep in de grond doorgedrongen, dat de S/m-lijn van die van een gedraineerde grond af kon wijken. Dit was in de derde winter wel het geval; de aanzet van de lijn is daarom wat dieper genomen dan de werkelijk waargenomenen.

De volgende lijnen hebben betrekking op de zware-zavelkavel Q 107 in de Noordoostpolder, die wat later is drooggevallen en in cultuur genomen dan P 24; het daaruit ontstane verschil in rijping was in de vierde winter na het droogvallen echter al uitgewist. In latere jaren zijn hier geen waarnemingen meer gedaan; de lijn van het vijftiende jaar is afkomstig van de er dichtbij gelegen kavel

ZWARE ZAVEL,
gedraineerd op 12m afstand
(draaindiepte \pm 1m)



LICHTE ZAVEL,
(bouwvoor zware zavel), gedraineerd op 12m afstand
(draaindiepte \pm 1m)



T 45, eveneens uit zware zavel bestaande.

Uit deze lijnen blijkt, dat de pas drooggevallen zware gronden aanvankelijk zeer ondoorlatend zijn; in de eerste winter moet de grondwaterstand tot 15 cm onder maaiveld oplopen, eer er überhaupt afvoer optreedt; dat er boven dat niveau water door de grond wordt afgevoerd, is te danken aan een begin van scheurvorming. In de volgende zomer schrijdt (in een mate, die sterk afhangt van de weersomstandigheden) de scheurvorming verder; in de tweede winter kon in het onderhavige geval bij een ontwateringsafstand van 12 m zeker 10 mm regen door de grond worden afgevoerd, zonder dat de grondwaterstand boven 25 cm onder maaiveld steeg. In volgende jaren rijpt de grond verder en het waterafvoerend vermogen neemt dan eveneens toe, of liever: de afvoer, die zelden boven 10 mm per dag stijgt, geschiedt op een steeds lager niveau; in het volgende jaar na het droogvallen b.v. werd deze 10 mm water afgevoerd bij een grondwaterstand van 85 cm beneden maaiveld, dat is nog slechts 15 cm boven de drainbodem.

De scheuren in de diepere ondergrond, waarop deze grote waterafvoer bij lage grondwaterstand berust, zijn aanvankelijk echter nog weinig stabiel. De tiende zomer na het droogvallen was in de Noordoostpolder nat (1951) en als gevolg daarvan is de doorlatendheid van de diepere ondergrond in de tiende winter na het droogvallen weer duidelijk teruggelopen; blijkbaar is het bodemskelet van de diepere lagen door de langdurige hoge vochttoestand weer gezwollen. Deze teruggang in doorlatendheid van jonge gronden na natte zomers is een zeer algemeen verschijnsel. Zij is echter maar tijdelijk, zoals b.v. blijkt uit de lijn van de vijftiende winter na het droogvallen.

Zoals uit de figuur blijkt, is op dat ogenblik min of meer een eindtoestand bereikt. De grond is dan zo doorlatend geworden, dat bij de minste stijging van de grondwaterstand vrijwel elke regenval onmiddellijk wordt afgevoerd (althans bij deze, voor een dergelijke grond zeer nauwe drainafstand). Het ligt dan ook voor de hand, dat goed gerijpte zware slibgronden, zoals die b.v. in de IJpolders voorkomen, ook zonder drainage (alleen door sloten) zeer goed ontwaterd kunnen zijn.

Doordat de pas drooggevallen gronden uit een homogene, steeds met water verzadigde slibmassa bestaan, is de waterberging vlak na het droogvallen zeer klein. Door de scheurvorming neemt deze waterberging echter snel toe. Uit de beschikbare

gegevens laat zich enigermate berekenen, hoe hoog het luchtgehalte van de zware zavelgronden in de Noordoostpolder in het 6-de jaar na het droogvallen was; de cijfers geven echter niet meer dan de orde van grootte van deze berging aan.

| LUCHTGEHALTE IN EEN ZWARE-ZAVELGROND (RUIM 20% LUTUM) IN DE NOORDOOSTPOLDER, IN HET ZESDE VOORJAAR NA HET DROOGVALLEN. | |
|--|---------------------------------|
| Laag (in cm) | Luchtgehalte in volumepercenten |
| 0-20 | 20 |
| + 30 | 16 |
| + 40 | 12 |
| + 50 | 8 |
| + 60 | 5 |
| + 70 | 4 |
| + 80 | 3 |

Dit luchtgehalte in het voorjaar komt ongeveer overeen met de berging van de uitgezakte grond in de winter. Volgens deze gegevens zou de berging van de tot draaindiepte uitgezakte laag beneden 20 cm (= de toelaatbare maximale grondwaterstand) 6 jaar na het droogvallen ongeveer 50 mm hebben bedragen. Uit een extrapolatie van de beschikbare gegevens zou men kunnen afleiden, dat deze berging 3 jaar na het droogvallen ongeveer de helft en 12 jaar na het droogvallen ongeveer het dubbele van de genoemde waarde zou zijn geweest.

Volgens op andere wijze verkregen gegevens zou de waterberging bij zware zavelgronden in de Noordoostpolder ongeveer 10 jaar na het droogvallen op de diepte, waarop de waterafvoer meestal plaats vindt, ongeveer 8% hebben bedragen; deze waarde is van dezelfde orde als de uit het luchtgehalte berekende.

Factoren, die van invloed zijn op de toename in doorlatendheid en waterberging. Eén van de belangrijkste factoren, die invloed uitoefenen op de scheurvorming en daarmee op de toename van de doorlatendheid en de waterberging, is het lutumgehalte van de grond. Immers de overmaat aan water bij het droogvallen, en daardoor de mogelijkheid tot indroging en scheurvorming, neemt toe bij het stijgen van het lutumgehalte.

Zandgronden vertonen na het droogvallen in 't geheel geen scheurvorming; bij zwak kleihoudende gronden is deze echter nog evenmin van betekenis. De zandkorrels vormen hier een star bo-

demskelet en de kleideeltjes vullen alleen de holten daartussen op. Bij de indroging van de (weinige) kleideeltjes ontstaat alleen enige verruiming van de poriën tussen de zandkorrels.

Bij homogene gronden gaan pas boven ongeveer 8% lutum de kleideeltjes een zelfstandig onderdeel van het bodemskelet vormen; vanaf dat punt neemt de scheurvorming toe, ongeveer evenredig met het lutumgehalte (de meeste lichte zavelgronden zijn niet homogeen, doch uit zwaardere en lichtere laagjes opgebouwd. Deze zwaardere laagjes scheuren natuurlijk wel; daarvoor neemt ook de doorlatendheid van dergelijke gronden op de duur iets meer toe, dan uit deze beschouwingen zou volgen).

In de hiervóór besproken figuur zijn ook de S/m-lijnen van een perceel lichte zavel (Q 24) in de Noordoostpolder opgenomen. Het perceel is in de eerste herfst (1941) drooggevallen en in de derde zomer na het droogvallen (1943) gedraineerd en in cultuur genomen. De bouwvoor bestaat hier uit zware zavel, de lagen daar beneden uit lichte zavel (+ 8% lutum); het gaat hier uitsluitend om het gedeelte van de S/m-lijn beneden 30 cm onder maaiveld, waar de grond uit lichte zavel bestaat.

Uit de figuur blijkt, dat de lagen beneden 30 cm, in tegenstelling tot die van de zware gronden, reeds bij het droogvallen enige doorlatendheid hebben (de S/m-lijn buigt in het eerste jaar in de diepere lagen van het profiel meer af dan bij de zware gronden). Deze doorlatendheid is echter toch maar zeer gering; bij een drainafstand van 12 m werd op Q 24 bij een grondwaterstand van 40 cm onder maaiveld (= 60 cm boven greppelbodem) slechts ruim $\frac{1}{2}$ mm water afgevoerd.

In tegenstelling met wat op de zwaardere gronden gebeurt, neemt de afvoercapaciteit in de ondergrond in verloop van tijd bij lichte-zavelgronden met dit kleigehalte niet toe; tot en met de zevende winter na het droogvallen (de laatste, waarin de grond nog in de oorspronkelijke toestand verkeerde; zie hierna) is de toestand van de ondergrond eigenlijk niet veranderd. Scheurvorming heeft dus niet plaats gevonden en de ondergrond is zeer weinig doorlatend gebleven.

Wanneer de grondwaterstand op deze kavel tot boven 30 cm onder maaiveld steeg, liep de afvoer sterk op. Dit is te danken aan het feit, dat de bovenste 30 cm van de grond hier niet uit lichte, doch uit (wel scheurende) zware zavel bestaan. Toch zouden, indien ook de bovenlaag lichtzavelig was geweest, de S/m-lijnen ^{eveneens} zekere afbuiging - zij het lang niet zo sterk - hebben vertoond. Door de beworteling en vooral door de bewer-

king ontstaan er nl. in de bovenlaag holten en de holten geven - wanneer zij niet verstoord worden door het ineenslempen van de bouwvoor bij te hoge grondwaterstand; zie deel D - deze bovenlaag een waterafvoerend vermogen, dat hoger is dan het natuurlijke. Hoeveel water enkele jaren na het droogvallen, wanneer het gehele profiel uit lichte zavel zou hebben bestaan, vermoedelijk zou zijn afgevoerd, is op de figuur eveneens aangegeven.

Evenals bij de zwaardere gronden is de berging van de lichte-zavelgronden aanvankelijk zeer klein. Doch evenmin als de doorlatendheid neemt zij bij de lichtere na het droogvallen merkbaar toe. Uit afvoermetingen bij dalende grondwaterstand blijkt, dat de berging van uitgezakte zeer lichte zavelgronden zelfs 10 jaar na het droogvallen in de laag tussen bouwvoor en draindiepte in de orde van slechts 1% bedraagt.

Bij lichte-zavelgronden treedt op de lange duur ook wel een toename van de doorlatendheid en waterberging op. Deze is te danken aan de borende werking van wortels en wormen. Met dit proces, waarbij een zeer behoorlijke doorlatendheid en waterberging kunnen ontstaan, is evenwel zeer veel tijd gemoeid, en het is voor het tijdvak, dat door de ontginning wordt bestreken, nagenoeg van geen betekenis.

De geringe aanvankelijke doorlatendheid van gronden, die in de ondergrond uit lichte zavel bestaan (dit zijn er buiten de Zuiderzeepolders niet veel; de meeste z.g. lichte-zavelgronden hebben een ondergrond van goed doorlatend zand!) is voor het in cultuur brengen een groot bezwaar. In de Noordoostpolder is men er daarom toe overgegaan, om deze lichte ondergronden te woelen (loodrecht op de richting van de drainage). Wanneer dit onder gunstige - droge - omstandigheden gebeurt en de ondergrond dus inderdaad opgebroken en niet doorsneden en doorsmeerd wordt, heeft dit een zeer gunstige invloed op de ontwatering.

Op het daartoe aangelegde proefveld O 55, waar de grond vanaf 30 cm beneden maaiveld uit zwak humeuze lichte zavel en vanaf 65 cm uit lichte zavel bestaat, bedroeg in de winter 1947/'48 in een tamelijk natte periode de gemiddelde grondwaterstand op de niet gewoelde objecten 25 cm beneden maaiveld en op de op 2, 4, 6 en 8 m afstand gewoelde objecten resp. 57, 48, 30 en 28 cm onder maaiveld. Het woelen heeft hier echter onder zeer gunstige omstandigheden en tot grote diepte (beneden drainbodem en vóór de aanleg van de drainage) plaats gevonden; vaak zijn de resultaten aanmerkelijk minder.

Ook uit de hiervóór gegeven S/m-lijnen van Q 24 blijkt de gunstige invloed van het woelen. Deze kavel is in het achtste jaar na het droogvallen tot ongeveer 60 cm diepte gewoeld; na het woelen kon bij de toegepaste drainafstand al het regenwater reeds bij een grondwaterstand van 60 cm onder maaiveld (= 40 cm boven drainbodem) worden afgevoerd. Uit de S/m-lijnen van deze kavel in latere jaren blijkt, dat deze vergroting van de doorlatendheid, indien het woelen onder gunstige omstandigheden is uitgevoerd, zeker 5 jaar lang blijft bestaan, al loopt de doorlatendheid op de duur wel wat terug; ervaringen over een langer tijdvak ontbreken.

Een eigenschap, die de toename van de doorlatendheid op dezelfde wijze beïnvloedt als het lutumgehalte, is de waterfactor van de afzetting; naarmate deze groter is, kan de grond sterker scheuren. Een voorbeeld hiervan is het Zuiderzeeslib van de Andijker proefpolder; dit was zelfs zo waterrijk, dat een deel van het in het bodemskelet besloten water na het droogleggen van de polder spontaan uitzakte. Deze grond scheurde dan ook enorm en had direct na het eerste jaar al een zeer grote doorlatendheid.

Omgekeerd was in de Wieringermeer de waterfactor van sommige gronden merkbaar kleiner dan die van het hierboven besproken Zuiderzeeslib; de langzamere toename in doorlatendheid, die de Wieringermeer ten opzichte van de Noord-oostpolder gekenmerkt heeft, is gedeeltelijk hieraan toe te schrijven.

Een zeer belangrijke factor, die invloed uitoefent op de rijping van de grond, is de begroeiing. Begroeide grond scheurt sterker en dieper dan onbegroeide; de zwarte FeS-laag ligt op begroeide grond ook op grotere diepte. De eerste stadia van de rijping verlopen op onbegroeide grond ook nog wel met een behoorlijke snelheid; de verdere rijping, en vooral de rijping op grotere diepte, geschiedt op kale grond evenwel uiterst traag. De rijping is op begroeide grond des te sterker, naarmate het gewas meer bodemwater verbruikt; zomergewassen b.v. doen daardoor de grond meer indrogen dan wintergewassen. Vooral luzerne, dat door zijn lange groei-periode veel water verdampt, bevordert de rijping zeer.

Een soortgelijke invloed als de al dan niet begroeiing hebben de weersomstandigheden. In droge zomers schrijdt de rijping sneller voort dan in natte, omdat de gewassen dan meer water aan de grond onttrekken. In natte zomers kan de bodemrijping geheel stilstaan; er zijn zelfs aanwijzingen, dat in de latere fasen van de rijping het watergehalte dan weer een waarde kan bereiken die hoger ligt dan die aan het einde van het vorige jaar.

De invloed van een droge zomer is het grootste in de latere stadia van de rijping. Het gaat dan vooral om de indroging van de diepere lagen en alleen in droge zomers onttrekken de planten aan deze diepere lagen water. Na verloop van tijd droogt de grond in normale zomers zelfs helemaal niet verder in; alleen in zeer droge zomers schrijdt de rijping dan nog verder.

Een ander punt, dat van belang is voor het tempo van