BERICHTEN

FYSISCH GEOGRAFISCHE AFDELING

7

No. 7
december '73

Scan & OCR: KMC-UU 9 Juni 2020

GEOGRAFISCH INSTITUUT DER RIJKSUNIVERSITEIT TE UTRECHT

DE GEOLOGIE EN DE GEOMORFOLOGIE VAN DE DARTHUIZER-POORT

drs H.J.A. Berendsen en drs R.J.P. Bijnen

In opdracht van het Rijksinstituut voor Natuurbeheer (RIN) te Leersum werd door de schrijvers tussen 1969 en 1972 een geomorfologisch onderzoek verricht in de omgeving van de Darthuizerpoort (Z.O. Utrecht).*

DOEL VAN HET ONDERZOEK

Doel van het onderzoek was primair het verkrijgen van inzicht in de genese van de Darthuizerpoort en omgeving.
In het bijzonder werd getracht een verklaring te vinden voor het ontbreken van fluvioglaciale afzettingen aan de oppervlakte vóór de Darthuizerpoort. Daartoe werd veld- laboratorium- en literatuuronderzoek verricht, waarvan de eerste resultaten zijn verschenen in een RIN rapport (Berendsen en Bijnen 1972).

WERKWIJZE

Teneinde inzicht te verkrijgen in de genese van het onderzochte gebied, dat grotendeels binnen de driehoek Doorn-Amerongen-Wijk bij Duurstede ligt,werden een groot aantal profielen en verschillende thematische kaarten gemaakt.
Hierbij werd gebruik gemaakt van: a) bestaande kaarten, b) grondboringen, c) laboratorium-onderzoek (afronding, korrelgrootte-verdeling, zware mineralen-inhoud), d) veldwaarnemingen, e) luchtfoto's, f) literatuur, en g) gegevens van nog ongepubliceerde kaarten zoals de bodemkaart schaal 1 : 50.000 blad Rhenen W (Stichting voor Bodemkartering), de hoogtepuntenkaart schaal 1 : 10.000 blad Wijk bij Duurstede N (Topografische Dienst), en de bodemkaart schaal 1 : 25.000 van het Kromme Rijngebied (Ir K.J. Hoeksema, Landbouwhogeschool Wageningen).
Voor een verantwoording van de manier waarop de kaarten en profielen zijn gemaakt wordt verwezen naar Berendsen en Bijnen 1972.
Na vergelijking van alle gegevens, kaarten en profielen, werd tenslotte een geomorfogenetische kaart gemaakt, waaruit blijkt hoe het onderzochte gebied is ontstaan, en welke vormen in dit gebied voorkomen.

DE GEOMORFOGENETISCHE KAART

De opzet van deze kaart is als volgt:
De vormen in het landschap worden onderverdeeld naar hun ontstaanswijze in een aantal genetische groepen, die worden weergegeven met verschillende kleuren. Voor elke genetische groep is in de legenda één kolom gereserveerd. De vormen binnen de groepen, en hun ouderdom, worden met verschillende tinten van de groepskleur aangeduid.
Behalve met vlakkleuren worden de vormen ook met lijn- en puntsymbolen in de kaart weergegeven.
In een kolom "morfografie" is van alle niet-antropogene legenda-eenheden een vormbeschrijving te vinden.
Daarnaast wordt in een kolom "lithografie" een eenvoudige gesteentebe-

schrijving gegeven.
Gegevens, die niet in de geomorfogenetische kaart konden worden verwerkt, en toch voor het verkrijgen van inzicht in de genese van belang zijn, zijn in andere kaarten opgenomen.
Een aantal van deze kaarten is hierbij afgedrukt (geologische kaart, hoogtezônenkaarten, diepte van het pleistoceen zand onder het maaiveld).

DE GEOMORFOGENESE

Hieronder is getracht om met behulp van reeds bekende en uit dit onderzoek verkregen gegevens een chronologische rekonstruktie te geven van het ontstaan van het relief, en het ontstaan van de afzettingen en vormen.

1. PLEISTOCEEN

Gedurende het grootste deel van het *Vroeg-Pleistoceen* (voorafgaande aan de komst van het landijs naar Nederland) maakte het onderzochte gebied deel uit van een grote puinwaaier van hoofdzakelijk zand en grind (Zonneveld 1964), waarover vlechtende rivieren naar het NW afstroomden.
Kort voor de Rissijstijd waren het huidige IJsseldal en de Gelderse Vallei de belangrijkste rivierdalen, waardoor rivieren als Rijn en Maas de zee bereikten (Ter Wee 1962).
De afzettingen die door deze rivieren zijn gevormd, worden respektievelijk aangeduid met de namen: Formatie van Urk-Vianen, en Formatie van Veghel.

In het *Rissglaciaal* bereikte het Scandinavische landijs zijn maximale uitbreiding. In het huidige Noordzeegebied maakten de Scandinavische ijsmassa's kontakt met de gletsjers die vanuit de Schotse Hooglanden kwamen. De waterafvoer van de rivieren naar de Atlantische Oceaan werd door deze ijsdam in het N geblokkeerd. Er ontstond een groot stuwmeer. Uiteindelijk vond het water van dit stuwmeer in het Z weer een uitweg naar de Oceaan door het huidige Nauw van Calais.

Het landijs breidde zich steeds verder uit en bereikte tenslotte ook Nederland, waar het vanuit het NW lobvormig de Gelderse Vallei binnendrong.
Tengevolge van het binnendringen van dit ijs in de Gelderse Vallei en in andere rivierdalen, werd het bestaande vlechtende rivierstelsel gedwongen een meer naar het ZW gelegen loop te kiezen (Zonneveld 1958).
Door de grote druk van het landijs, die niet alleen op de dalbodem, maar vooral ook op de dalwanden werd uitgeoefend, werden grote schollen uit de diep bevroren grond losgebroken, en in schuine stand op elkaar gestapeld tot stuwwallen (de Jong 1952, Maarleveld 1960, Schelling 1960).
Door deze zijwaartse druk ontstonden bijvoorbeeld de stuwwallen aan weerszijden van de Gelderse Vallei (Fig. 1, a, b).

Uit de gemeten hellingen en strekkingen van de gestuwde lagen in de Utrechtse heuvelrug kan worden afgeleid, dat de druk in de omgeving van Doorn vooral uit het NO kwam. De strekkingsrichting van de lagen staat in het algemeen loodrecht op de drukrichting.
In de omgeving van Leersum is gekonstateerd dat de druk meer vanuit het NW moet zijn uitgeoefend, terwijl in de Amerongsche Berg twee stuwingsrichtingen zijn waargenomen, namelijk vanuit het W en vanuit het O.

Bovenop de stuwwallen is noordelijk materiaal aangetroffen (zwerfstenen en keileem). Kennelijk heeft het ijs tijdelijk tot op de stuwwallen gelegen.
Uit het hoogtelijnenbeeld (Kaart 5) en de luchtfoto's kan worden afgeleid, dat in de gehele Utrechtse Heuvelrug vervlakkingen aanwezig zijn, die overal ongeveer op dezelfde hoogte liggen.
In het onderzochte gebied komen twee niveau's voor (Kaart 4, legendaeenheden 2 en 3). Deze vlakke delen van de stuwwal, die in de geomorfogenetische kaart als "denudatievlakken" zijn aangegeven, zouden volgens Visscher (1964) gevormd zijn door de werking van het ijs, dat zich tot op de hoogste delen van de stuwwal zou hebben uitgebreid. Het voorkomen van noordelijk materiaal op deze vlakken is hiermee in overeenstemming.
Het ontstaan ervan door "glaciplanatie" (Visscher 1964) wordt echter niet algemeen aanvaard. Een verklaring kan uit dit onderzoek niet worden afgeleid, aangezien het onderzochte gebied hiervoor te klein is.

Het smeltwater van de ijslobben stroomde vooral over lagere delen van de stuwwallen weg. Daarbij werden smeltwaterdalen uitgeschuurd (Fig. 2), waarvan de dalbodems op ca. 27 m + NAP blijken te liggen. Deze hoogteligging wordt niet alleen in het onderzochte gebied waargenomen, maar ook in vele andere smeltwaterdoorgangen in de Utrechtse Heuvelrug.
Op kaart 5 kan men zien, dat er minstens zes van dergelijke dalen in de Utrechtse Heuvelrug voorkomen. Van vijf dalen ligt de dalbodem op ca. 27 m + NAP, van het zesde (de Darthuizerpoort) op ongeveer 7 m + NAP.

Door het smeltwater werd veel zand en grind meegevoerd, dat in de vorm van sub-horizontaal gelaagde puinwaaiers aan de buitenzijde van de stuwwal werd afgezet: de fluvioglaciale afzettingen (Fig. 1c en 2).
Daar deze afzettingen door vlechtende rivieren zijn gevormd, is er weinig sortering van materiaal opgetreden. Vooral in de direkte omgeving van de stuwwal is het zand grof, tot zeer grof (300 - 2000 μ).
De helling van de fluvioglaciale puinwaaiers bedraagt langs de ZW zijde van de Utrechtse Heuvelrug: ten O van Leersum: 1% - 4%; bij Austerlitz minder dan 1%. Bij Leersum bestaat het grind in de fluvioglaciale afzettingen uit minder dan 1% duidelijk herkenbaar noordelijk materiaal (graniet, gneis). Ook op de stuwwal en aan de binnenzijde ervan werd fluvioglaciaal materiaal afgezet. Dit wordt bijvoorbeeld aangetroffen in de groeve in de Donderberg bij Leersum. Tengevolge van het ontbreken van voldoende ontsluitingen kon de verbreiding van deze fluvioglaciale afzettingen niet worden nagegaan. Ze zijn daarom niet in de kaarten opgenomen.

Na een relatief korte periode waarin de afsmelting van het ijs de aan-

voer overtrof, zodat het ijsfront zich terugtrok, breidde het landijs zich opnieuw lobvormig uit.
Deze uitbreiding wordt door Maarleveld en Ter Wee aangeduid als "fase b" (Maarleveld 1953, Ter Wee 1962).
Plaatselijk vond opnieuw stuwing plaats. De druk van het ijs kwam echter uit een andere richting dan tijdens de eerste stuwingsfase (Fig. 3a).
De Amerongsche Berg werd in totaal tenminste driemaal gestuwd, en is daardoor het hoogste punt van de Utrechtse Heuvelrug geworden, ca. 65 m + NAP (Kaart 5). Tijdens de eerste stuwingsfase ("fase a") kwam de druk vanuit het N. Tijdens de tweede stuwingsfase ("fase b") moet de druk zowel vanuit het O als vanuit het W uitgeoefend zijn (Maarleveld 1953).
De ijslob, die tijdens "fase b" (misschien op een lager niveau dan tijdens de eerste stuwingsfase ?) voor de Darthuizerpoort lag, leverde grote hoeveelheden smeltwater. Hierdoor werd de Darthuizerpoort dieper uitgeschuurd (tot ca. 1 m + NAP) dan de andere smeltwaterdalen in de Utrechtse Heuvelrug. De smeltwaterstroom uit de Darthuizerpoort versneed de reeds bestaande fluvioglaciale puinwaaier, die op een hoogte lag van ± 10 m + NAP.
De resten van de versneden fluvioglaciale afzettingen liggen nog ten O van Leersum en ten NW van Doorn, op ca. 10 m + NAP (Kaart 2 en Fig. 11).
Achter de Darthuizerpoort ontstond nu een ca. 6 m lager gelegen fluvioglaciale puinkegel (Fig. 3 a, b), met een helling van minder dan 1%.
Deze fluvioglaciale puinkegel is tijdens dit onderzoek op vele plaatsen aangeboord, ook in de Darthuizerpoort. De dikte ervan bedraagt ± 10 m (mondelinge mededeling drs A Verbraeck). Onder deze puinkegel liggen de Formaties van Urk-Vianen en Veghel (Zonneveld 1958).
In het Würmglaciaal is ter plaatse van de Darthuizerpoort een ca. 6 m dik dekzandpakket afgezet. Ten Z van de Darthuizerpoort is dit dekzandpakket 4 - 5 m dik. De fluvioglaciale afzettingen kunnen hierdoor thans niet meer worden bestudeerd zonder gebruik te maken van boringen.

Door fluviatiele aansnijding (Formatie van Kreftenheye) is een deel van de fluvioglaciale afzettingen verdwenen (Fig. 3 a).
Bij Amerongen zijn de fluvioglaciale afzettingen uit de eerste stuwingsfase aangesneden en ondergraven door het rivierstelsel dat de Formatie van Kreftenheye heeft afgezet. In het terrein bestaat hier - ondanks het later op de Formatie van Kreftenheye afgezette dekzandpakket - een hoogteverschil van 1½ à 2 m (zie Figuur 11). Verder naar het W is ook de fluvioglaciale puinkegel uit fase b aangesneden (o.a. ten Z van de Darthuizerpoort) op een diepte van ca. - 1 m NAP. Nader onderzoek is nodig om de Formatie van Kreftenheye door het gehele Kromme Rijngebied ten W van Doorn te kunnen vervolgen.

Door de genoemde fluviatiele aansnijding trad een sterke vermenging op van stuwwal- en fluvioglaciaal materiaal met de sedimenten van de Rijn. Het gevolg hiervan is, dat men in de bovenste lagen van de Formatie van Kreftenheye weinig bespeurt van het voor deze formatie zo kenmerkende zware mineraal augiet.
De aansnijding heeft uitsluitend plaats gevonden vóór het Boven-Pleniglaciaal (Würm), daar zowel de fluvioglaciale afzettingen als de Formatie van Kreftenheye bedolven liggen onder een 3 - 5 m dik pakket dekzanden van (Laat-) Würm ouderdom.

De afzettingen van de Formatie van Kreftenheye zijn voornamelijk tot stand gekomen door vlechtende rivieren. Het pakket is in het algemeen rijk aan augiet (Zonneveld 1958), wat erop wijst, dat het door de Rijn is afgezet. De meestal zandige afzettingen zijn matig tot slecht gesorteerd, en bevatten veel rode kwarts en groen gekleurde zandsteen. De bovenste lagen zijn, in tegenstelling tot de fluvioglaciale afzettingen in het onderzochte gebied, enigszins kalkhoudend.

Tegen het einde van het Rissglaciaal begon het landijs weer in omvang af te nemen. Het ijsfront trok zich naar het N terug, zodat ook aan de binnenzijde van de stuwwal, op de grondmorene in de uitgediepte rivierdalen, fluvioglaciale afzettingen werden gevormd (Brouwer 1954, Zonneveld 1958, Ter Wee 1962).
De glaciale afzettingen worden samengevat onder de term "Formatie van Drente".

In het *Eem-interglaciaal* werd het klimaat warmer. Het landijs uit de Rissijstijd smolt af, waardoor de zeespiegel steeg. Een groot gedeelte van de Gelderse Vallei werd met mariene kleien bedekt (Zagwijn 1961, Poelman 1966).
De met de zeespiegelstijging samenhangende veranderingen van de grondwaterstand hadden tot gevolg, dat zich plaatselijk veen kon ontwikkelen (Fig. 4).
Daar het klimaat in het Eem-interglaciaal waarschijnlijk te vergelijken is met het klimaat tijdens een groot gedeelte van het Holoceen, mag men aannemen dat destijds (evenals nu) bij stortbuien kleine gullies in de stuwwal werden gevormd.

In het *Würmglaciaal* breidde het landijs zich weer sterk uit, maar bereikte Nederland niet meer.

In de koude perioden (stadialen) van het Würmglaciaal heerste in het onderzochte gebied een periglaciaal klimaat, d.w.z. een permanent bevroren ondergrond (permafrost), veel solifluktie (= afglijden van de ontdooide bovenlaag over een permanent bevroren ondergrond), geen blijvend vegetatiedek en overwegend vlechtende rivieren met een zeer onregelmatig debiet en een grote sediment-aanvoer.
De sedimenten van deze rivieren bestaan voor het grootste deel uit zand en grind, en behoren tot de Formatie van Kreftenheye.
De niet fluviatiele sedimenten worden samengevat onder de term "Formatie van Twente".

Uit het *Vroegglaciaal* zijn geen afzettingen of vormen gevonden. De vegetatie was waarschijnlijk nog voldoende dicht om te kunnen voorkomen, dat over het gehele gebied verstuiving plaats vond.
In het *Pleniglaciaal* was dit niet meer het geval en werden over grote uitgestrektheden afzettingen van (niveo-) eolische zanden neergelegd. Daar zij over grote gebieden de andere afzettingen bedekken, worden ze

dekzanden genoemd. De dekzanden zijn zeer goed gesorteerd. De zandkorrels zijn (in tegenstelling tot fluviatiele zanden) meestal goed afgerond, en hebben een enigszins gematteerd oppervlak. De meeste dekzanden hebben een mediaan (M 50) van 150 - 210 μ en zijn vrijwel niet kalkhoudend.

In het *Onder-Pleniglaciaal* was het klimaat in Nederland vochtig en koud (van der Hammen, Maarleveld, Vogel en Zagwijn 1967). De ondergrond was permanent bevroren. In het voorjaar en in de zomer kwamen grote hoeveelheden sneeuwsmeltwater vrij,waardoor vooral in de stuwwal sterke erosie optrad (lineaire insnijding in de permafrost). Deze erosie zal zich gekoncentreerd hebben op die plaatsen, waar gully's uit het Eem-interglaciaal aanwezig waren, of waar zich grote sneeuwakkumulaties konden vormen (bijvoorbeeld op de vlakken in de stuwwal en in de smeltwaterdoorgangen uit het Rissglaciaal).
Inderdaad beginnen de meeste sneeuwsmeltwaterdalen op de vlakkere delen van de stuwwal.

De dalen in het onderzochte gebied hebben een gully-achtig of dellevormig dalbegin. Het gully-achtig dalbegin is mogelijk een overblijfsel van een gully uit het Eem-interglaciaal. Het is echter waarschijnlijker, dat het gully-achtig dalbegin in het Holoceen is ontstaan, door achterwaartse verlenging van een Würmdal.
Het dellevormig dalbegin is ontstaan door solifluktie (Teunissen 1961).

De dalen zijn over het algemeen U-vormig. In enkele dalen vindt men een V-vorm aan het boveneinde van een dal. De meeste dalen hebben duidelijk asymmetrische vormen,en wel zodanig, dat bij de N-Z liggende dalen de op het W geëxposeerde helling het steilst is. Deze helling ontvangt meer zonnewarmte (middagzon), en is daardoor eerder droog. Hierdoor is er minder solifluktie opgetreden.

Bij enkele dalen is vastgesteld, dat geen dekzand op de hellingen aanwezig is, zodat gekonkludeerd kan worden dat de asymmetrische vorm door verschil in solifluktie moet zijn veroorzaakt.
Door dit verschil in solifluktie zal bovendien het smeltwaterriviertje tegen de oostelijke dalwand zijn gedrukt, zodat deze door ondergraving een nog grotere steilheid heeft verkregen.
In het onderzochte gebied variëren de hellingen van de dalwanden van $\pm$ 7% tot $\pm$ 22%.

In de meeste dalen zijn zeer dikke dekzandpakketten gevonden (tot 4,5 m dikte).Bij deze dalen is de asymmetrie ondanks de dekzandbedekking bewaard gebleven, misschien zelfs nog versterkt. De overheersende NW - ZW winden zullen het meeste dekzand op de W hellingen hebben afgezet (luwte-effekt). Inderdaad bleek op de westelijke dalwanden het dekzandpakket dikker te zijn.

De meeste dalen zijn ontstaan in relatief fijnzandige lagen die in de stuwwal voorkomen. Fijnzandige lagen worden minder snel ontwaterd

(Teunissen 1961), waardoor het optreden van solifluktie wordt bevorderd.
Ten gevolge van solifluktie konden in deze fijnzandige lagen delleachtige vormen ontstaan, waarin sneeuw akkumuleerde. Het smeltwater hiervan veroorzaakte elk voorjaar insnijding in de permanent bevroren ondergrond. Bij de V-vormige dalen heeft deze insnijding de solifluktie op de dalwanden kennelijk overtroffen.
Door Maarleveld (1949) is aangetoond dat de sneeuwsmeltwaterdalen vrijwel allemaal in het Würmglaciaal moeten zijn ontstaan. De omstandigheden voor dalvorming waren het gunstigst in het Onder- en Midden Pleniglaciaal (relatief vochtig).

Vóór de dalen werden door het smeltwater puinkegels afgezet (Fig. 5 en Kaart 4), die met behulp van boringen alléén van fluvioglaciale afzettingen te onderscheiden zijn, indien de puinkegels rusten op een dekzandpakket. Indien de puinkegels liggen op fluvioglaciale afzettingen kunnen ze alleen gekarteerd worden op grond van het reliëf. Ontsluitingen, waarin de gelaagdheid bestudeerd zou kunnen worden, zijn nergens aanwezig.
Een aantal van deze puinkegels is goed zichtbaar langs de weg van Doorn naar Leersum. De helling ervan bedraagt 2% tot 5%.

Behalve bij de hierboven besproken dalvorming was solifluktie ook aktief bij de vorming van de puinhelling rondom de stuwwal. Daarbij trad in een smalle zône langs de stuwwal vermenging op van stuwwal-materiaal met fluvioglaciaal materiaal.

In het *Boven-Pleniglaciaal* (droog, zeer koud, vrijwel geen vegetatie) vond veel eolisch transport plaats (van der Hammen, Maarleveld, Vogel en Zagwijn 1967). Sneeuwstormen speelden daarbij waarschijnlijk een belangrijke rol (Vink 1949). Met overwegend NW winden (Zonneveld 1958) werden zanden aangevoerd uit de in die tijd droogliggende Eemzee, uit de rivierdalen en uit het gestuwd preglaciaal. Deze zanden zijn horizontaal gelaagd en worden "Ouder dekzand" genoemd. Er komen leemhoudende lagen in voor.
De uit andere gebieden bekende Laag van Beuningen (desert pavement), o.a. beschreven door van der Hammen, Maarleveld, Vogel en Zagwijn (1967) kon in het onderzochte gebied niet worden aangetoond.

In het volgende stadiaal *(Oude Dryas)* is door overwegend NW winden een dekzandpakket afgezet in paraboolvormige ruggen: "Jonger dekzand I". (Maarleveld en Van der Schans 1961). De paraboolvormige ruggen zijn in het onderzochte gebied niet aangetroffen; ze zijn (indien aanwezig) bedekt door jongere afzettingen. Het Jonger dekzand I bevat weinig leem. Er is geen gelaagdheid in te ontdekken. Het Ouder dekzand en het Jonger dekzand I zijn als één dekzandpakket weergegeven in Fig. 6. Uit deze figuur blijkt, dat in de Oude Dryas de afzettingen uit het Eem-interglaciaal, het grootste deel van de fluvioglaciale afzettingen, en de Formatie van Kreftenheye met dekzand waren bedekt. Ook waren enkele dalen gedeeltelijk dichtgestoven. Tevens blijkt dat het riviersysteem,

dat de Formatie van Kreftenheye heeft afgezet, in deze tijd verder naar het Z lag (zie ook Verbraeck 1970).

In het *Allerød-interstadiaal* kon de vegetatie zich weer gedeeltelijk herstellen. Op laag gelegen plaatsen werd veen gevormd. Ook zijn bodemprofielen uit het Allerød-interstadiaal bekend. De bovenste laag hiervan (Laag van Usselo) is in het onderzochte gebied enkele malen aangetroffen op een diepte van ongeveer 3 m beneden het maaiveld, in het dekzand.

In de *Jonge Dryas* (het laatste stadiaal van het Würmglaciaal) werd weer dekzand afgezet (Jonger dekzand II), nu echter door overheersende ZW winden (Maarleveld en van der Schans 1961). Ook dit dekzandpakket is vrijwel niet leemhoudend. Gelaagdheid is er niet in te ontdekken.
In het Jonger dekzand II ontstonden langgerekte, soms paraboolvormige ruggen, die in het onderzochte gebied nog te zien zijn in het landschap (Fig. 7 en Kaart 4). Deze dekzandruggen zetten zich voort onder de holocene bedekking (Kaart 1).
Het Jonger dekzand II werd meegevoerd uit reeds aanwezige dekzanden, uit fluvioglaciale afzettingen en uit het gestuwd preglaciaal (Poelman 1966). De zware mineralen inhoud verschilt niet van de andere dekzanden in het onderzochte gebied.

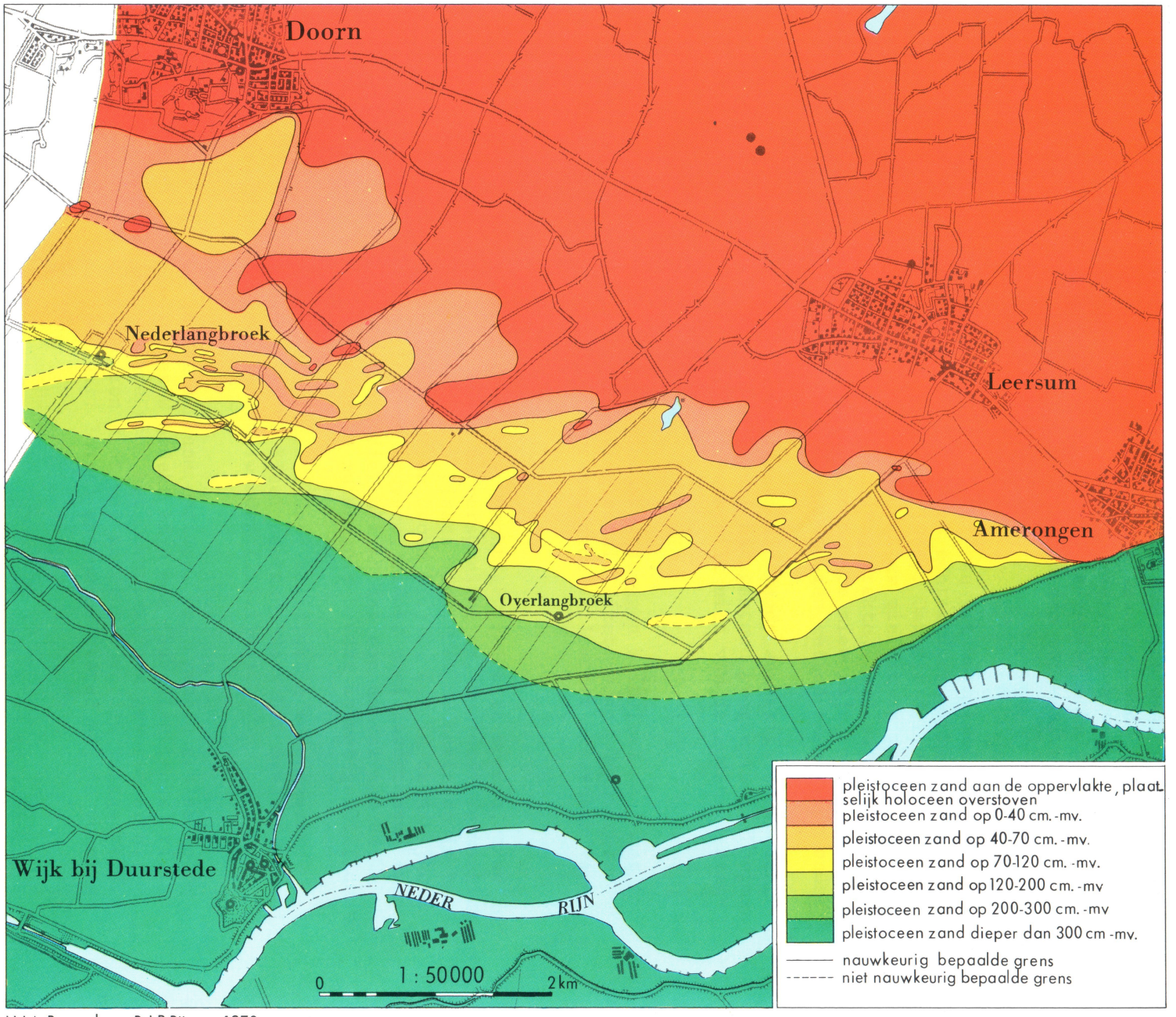
Mogelijk is het reliëf van enkele dekzandruggen beïnvloed door het reliëf van de onderliggende fluvioglaciale afzettingen. Om hierover zekerheid te verkrijgen is echter nog gedetailleerder onderzoek vereist.

Daar het klimaat langzamerhand weer vochtiger begon te worden, trad in de Jonge Dryas weer solifluktie en verspoeling op, waardoor vermenging van stuwwal-materiaal met dekzand plaats vond. Uit de boringen in het gebied tussen de Darthuizerpoort en Doorn blijkt, dat in de nabijheid van de stuwwal op vele plaatsen grovere, minder goed gesorteerde lagen in het dekzand voorkomen. Bovendien blijkt dat een aantal van de in het Onder-Pleniglaciaal gevormde puinkegels bedekt is met gesoliflueerd materiaal en dekzand.
De reeds in het Onder-Pleniglaciaal door solifluktie veroorzaakte asymmetrie van een aantal dalen bleef bestaan, daar het meeste dekzand werd afgezet op de westelijke dalwanden (lijzijde).

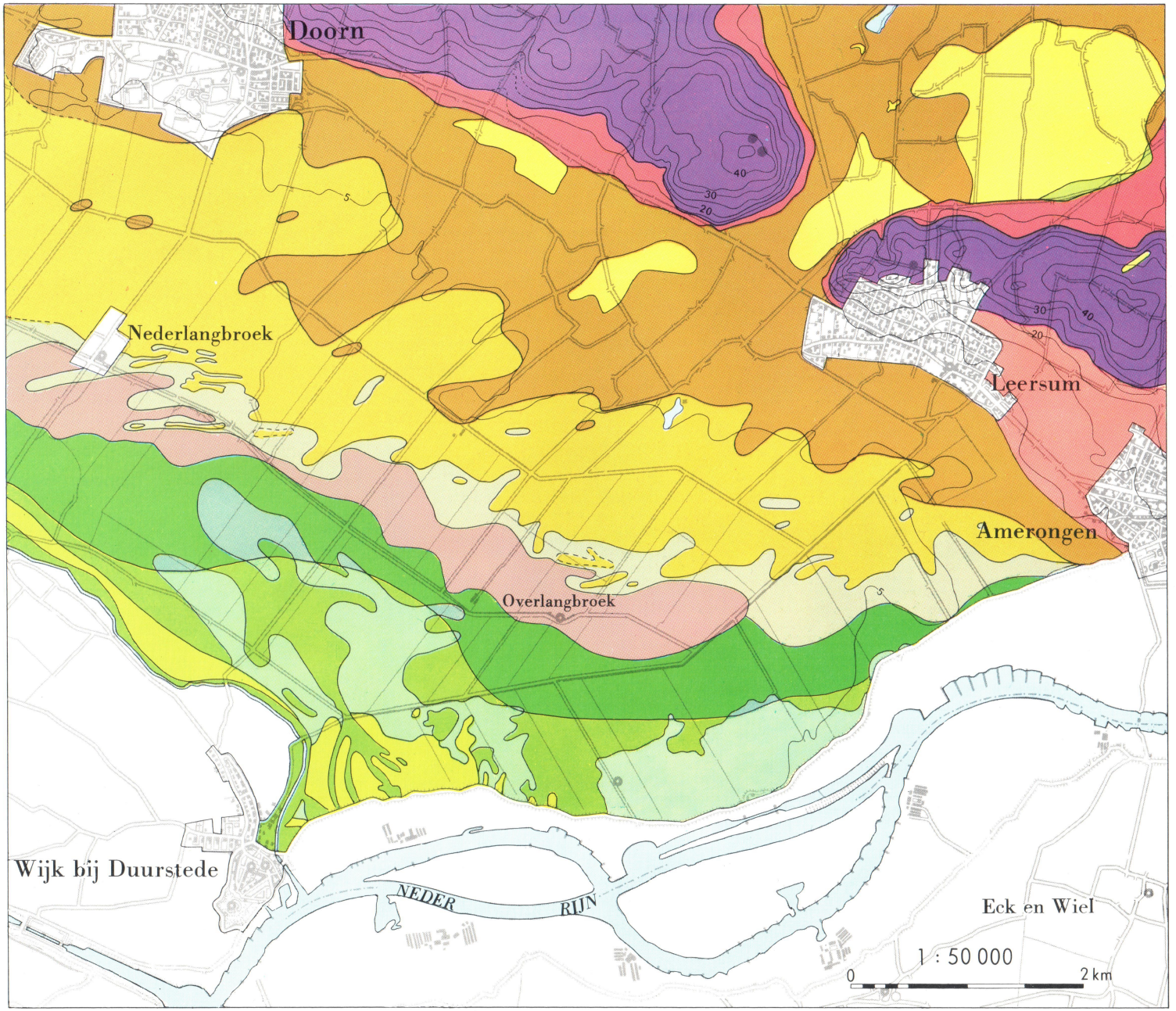
Opmerkelijk is, dat in het dekzand ondiepe, vrij smalle geulen voorkomen (Kaart 4), die in het W bedekt zijn met (Subatlantische) rivierklei. Hieruit blijkt, dat ze vóór het Subatlanticum gevormd zijn.
De genese van deze geulen kon niet met zekerheid worden vastgesteld. Mogelijk heeft (Laatglaciaal) lokaal sneeuwsmeltwater bij de vorming ervan een rol gespeeld.

De hierboven besproken dekzanden hebben in de Gelderse Vallei de fluvioglaciale afzettingen en de mariene Eemlagen geheel bedekt. In het onderzochte gebied neemt de dikte van het dekzandpakket van het ZW naar het

1 **DIEPTE VAN HET PLEISTOCEEN ZAND ONDER HET MAAIVELD** top. krt blad 39B Wijk bij Duurstede 1966



H.J.A Berendsen R.J.P. Bijnen 1973



H.J.A Berendsen R.J.P. Bijnen 1973

Litho-stratigrafische eenheden, onderverdeeld naar profieltype	Lithografie	Chronologie
Stuifzand (hoofdzakelijk rustend op dekzand; plaatselijk ook op gestuwd preglaciaal, fluvioglaciaal en puinhelling)	Fijne tot matig grove zanden, goed gesorteerd	Holoceen
Afzettingen van Tiel, ontwikkeld als kleien of als sterkzandhoudende kleien en zavels, rustend op afzettingen van Tiel ontwikkeld als zanden, met daaronderliggend zandige rivierafzettingen	Kleien en zavels met een lutumgehalte hoger dan 10 % op rivierzand	
Een afwisselende gelaagdheid van de afzettingen van Tiel, die ontwikkeld zijn òf als komkleien, òf als sterkzandhoudende kleien en zavels, rustend op zandige rivierafzettingen	Kleien en zavels met een lutumgehalte hoger dan 15 % op rivierzand	
Een afwisselende gelaagdheid van de afzettingen van Tiel, die ontwikkeld zijn òf als komkleien, òf als sterkzandhoudende kleien en zavels, òf als rivierzanden, rustend op zandige rivierafzettingen	Kleien, zavels en zanden met een lutumgehalte hoger dan 10 %, op rivierzand	
Een afwisselende gelaagdheid van de afzettingen van Tiel, die ontwikkeld zijn òf als komkleien, òf als sterkzandhoudende kleien en zavels, òf als rivierzanden, rustend op Hollandveen (met daaronderliggend dekzand)	Kleien, zavels en zanden met een lutumgehalte hoger dan 10 %, op venige klei of op kleiig veen	
Een afwisselende gelaagdheid van de afzettingen van Tiel, ontwikkeld als komkleien, òf als sterkzandhoudende kleien en zavels, met Hollandveen (rustend op dekzand)	Kleien en zavels met een lutumgehalte hoger dan 15 % op venige klei of kleiig veen	
Afzettingen van Tiel, ontwikkeld als komkleien met een dikte van minder dan 100 cm. op tenminste 40 cm. Hollandveen (met daaronder dekzand)	Kleien met een lutumgehalte hoger dan 25 % op venige klei of kleiig veen	
Afzettingen van Tiel, ontwikkeld als komkleien met een dikte van meer dan 70 cm. op minder dan 40 cm. Hollandveen (met daaronder dekzand)	Kleien met een lutumgehalte hoger dan 25 % op venige klei of kleiig veen	
Afzettingen van Tiel, ontwikkeld als komkleien of venige kleien met een dikte van minder dan 70 cm. op dekzand	Kleien of venige kleien met een lutumgehalte hoger dan 25 % op leemarme, fijne tot matig grove zanden	
Jonger dekzand II —— laag van Usselo Jonger dekzand I Ouder dekzand (rustend op fluvioglaciale afzettingen *) Indien het dekzand rust op de Formatie van Kreftenheye, is het bedekt met Holocene afzettingen. Dit valt onder de legenda-eenheden 5 t/m 12. De grens tussen de fluvio-glaciale afzettingen en de Formatie van Kreftenheye is niet aangegeven.	ongelaagde, leemarme, fijne tot matig grove zanden, goed gesorteerd —— Houtskool of bodem Ongelaagde, leemarme, fijne zanden, goed gesorteerd Horizontaal gelaagde, leemarme tot leemhoudende fijne zanden, goed gesorteerd	Würm: Jonge Dryas, Allerød, Oude Dryas, Bøv. Pleniglac.
Puinhelling (hoofdzakelijk rustend op gestuwd preglaciaal; plaatselijk ook op dekzand)	Ongelaagde, grindrijke, fijne tot grove zanden	Würm: Onder Pleniglac.
Fluvioglaciale afzettingen (rustend op gestuwd preglaciaal of op preglaciale rivierafz.)	Horizontaal gelaagde, grindrijke, matig grove zanden, slecht gesorteerd	Riss
Gestuwd preglaciaal (stuwwal)	Fijne, matig grove en grove zanden met zuidelijk grind en een sporadische bestrooiing met noordelijke erratica (gereduceerde grondmorene)	Riss

Pleistoceen

Bebouwd

Open water

Hoogtelijnen om de 5 meter

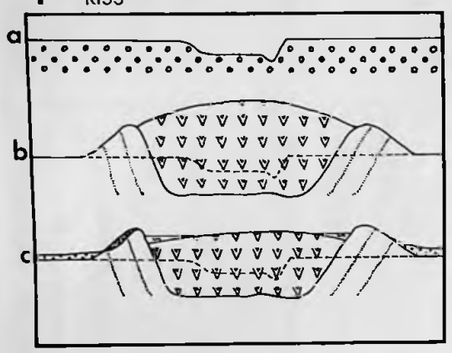
De in de kolom "litho-stratigrafische eenheden" tussen haakjes geplaatste afzettingen, worden onder "lithografie" niet beschreven.
Vergelijk ook profiel.

GEOMORFOGENETISCHE ONTWIKKELING VAN RISS TOT HOLOCEEN

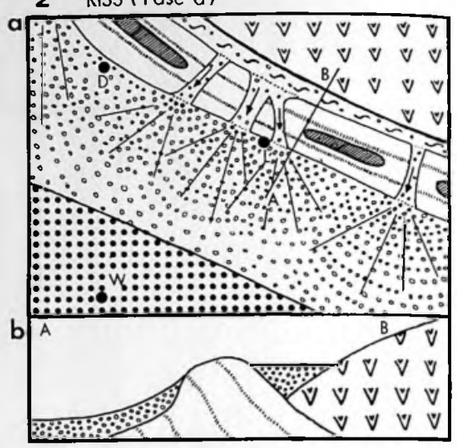
Schaal van de kaarten 1 : 200000 (profielen schetsmatig)

Fig 1 t/m 10

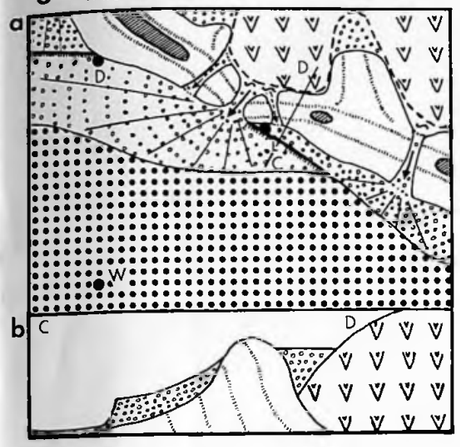
1 RISS



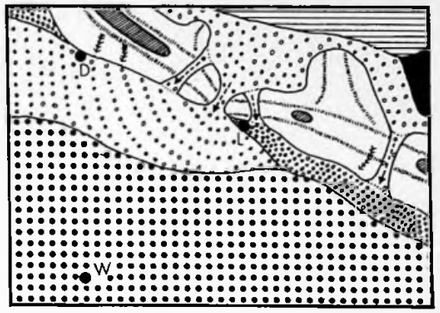
2 RISS (Fase a)



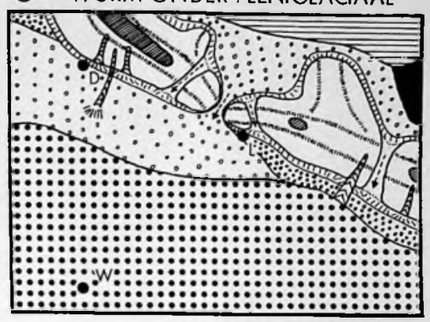
3 RISS (Fase b)



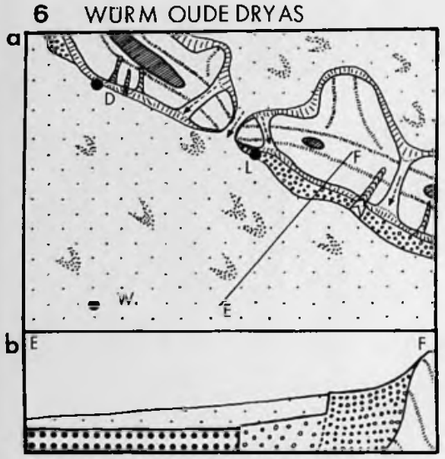
4 EEM



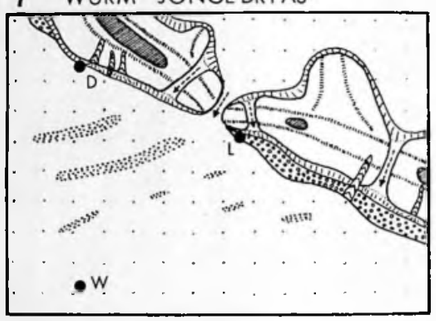
5 WÜRM ONDER PLENIGLACIAAL



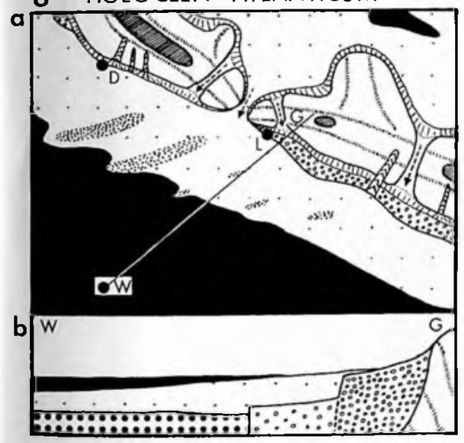
6 WÜRM OUDE DRYAS



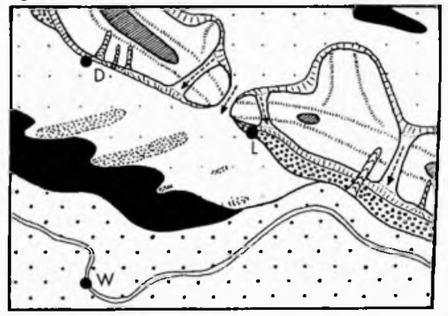
7 WÜRM JONGE DRYAS



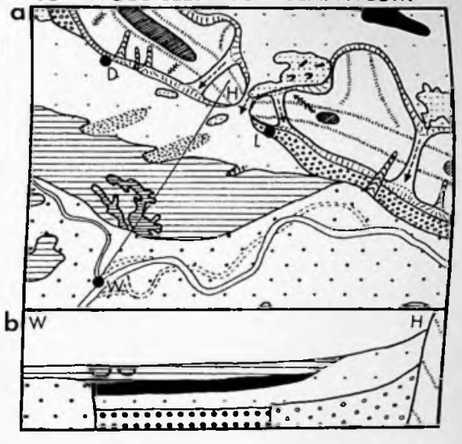
8 HOLOCEEN ATLANTICUM



9 HOLOCEEN SUBATLANTICUM



10 HOLOCEEN SUBATLANTICUM



Glaciaal

- IJs
- Water
- Stuwwallen
- Hooggelegen fluvioglaciale afzettingen
- Laaggelegen fluvioglaciale afz.
- Smeltwaterdal, nog in gebruik
- Smeltwaterdal, niet in gebruik
- Fluvioglaciale puinkegel

Fluviatiel

- Preglaciale rivierafzettingen
- Formatie van Kreftenheye
- Veen
- Zandige rivierafzettingen (oeverwallen)
- Kleiige rivierafzettingen (kommen)
- Oevergronden
- Oude rivierdalen
- Rivieren met verlaten beddingen

Eolisch

- Ouder dekzand en Jonger dekzand I, met paraboolvormige ruggen
- Jonger dekzand II, met langgerekte ruggen
- Stuifzand, met duinen

Denudatief

- Denudatievlakken
- Gullies

Niveo-fluviatiel

- V-vormige, U-vormige of asymmetrische dalen met een puinkegel

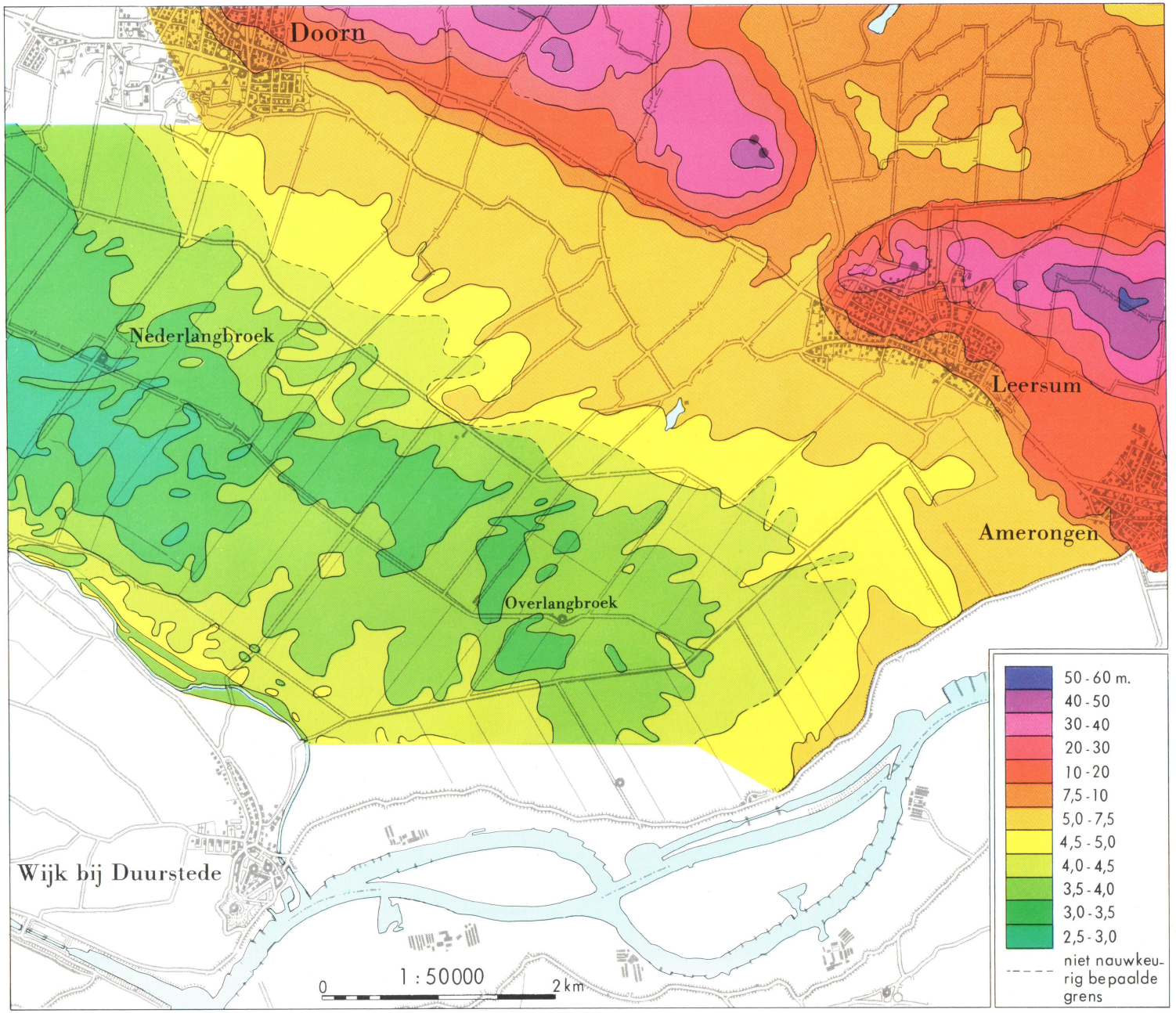
Periglaciaal

- Puinhelling

Algemeen

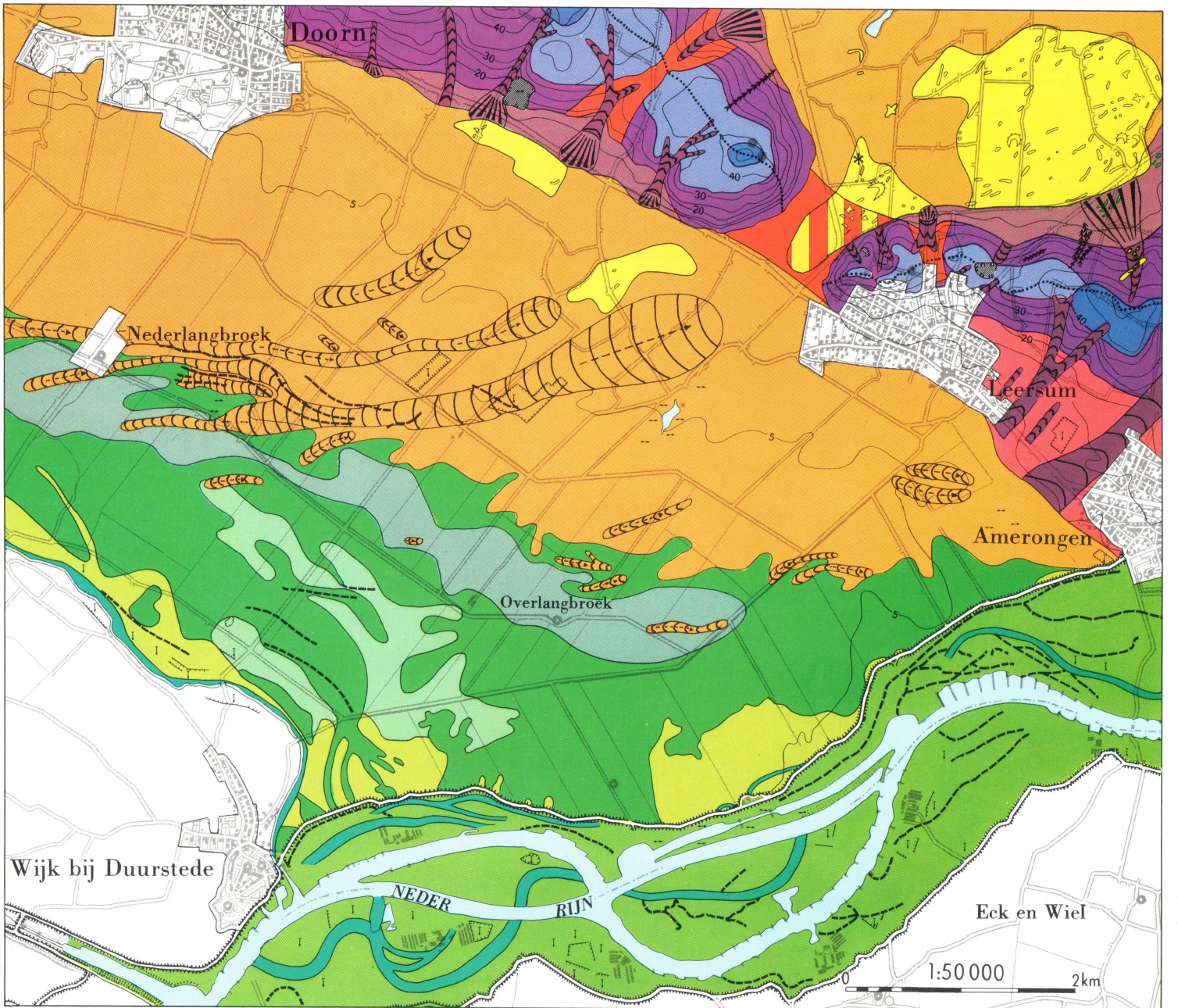
- Steilrand
- D Doorn
- L Leersum
- W Wijk bij Duurstede

H.J.A Berendsen R.J.P. Bijnen 1973

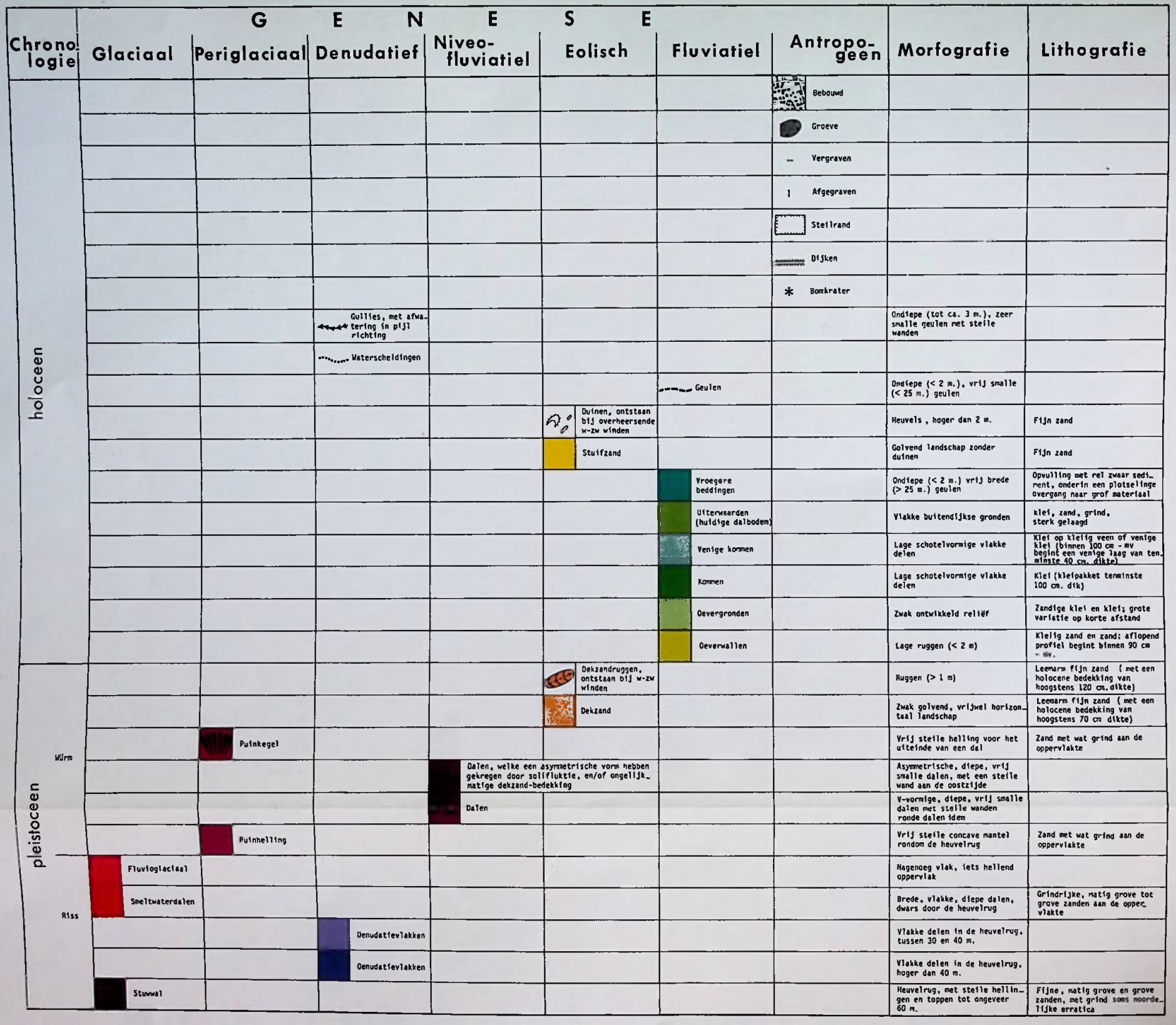


H.J.A Berendsen R.J.P.Bijnen 1973

top. kaart blad 39 B Wijk bij Duurstede 1966



H.J.A Berendsen R.J.P.Bijnen 1973


Chronologie
GENESE
Glaciaal
Periglaciaal
Denudatief
Niveo-fluviatiel
Eolisch
Fluviatiel
Antropogeen
Morfografie
Lithografie
holoceen
pleistoceen
Würm
Riss
Bebouwd
Groeve
Vergraven
Afgegraven
Steilrand
Dijken
Bomkrater
Gullies, met afwatering in pijl richting
Waterscheidingen
Geulen
Duinen, ontstaan bij overheersende w-zw winden
Stuifzand
Vroegere beddingen
Uiterwaarden (huidige dalbodem)
Venige kommen
Kommen
Oevergronden
Oeverwallen
Dekzandruggen, ontstaan bij w-zw winden
Dekzand
Puinkegel
Dalen, welke een asymmetrische vorm hebben gekregen door solifluktie, en/of ongelijkmatige dekzand-bedekking
Dalen
Puinhelling
Fluvioglaciaal
Smeltwaterdalen
Denudatievlakken
Denudatievlakken
Stuwwal
Ondiepe (tot ca. 3 m.), zeer smalle geulen met steile wanden
Ondiepe (< 2 m.), vrij smalle (< 25 m.) geulen
Heuvels, hoger dan 2 m.
Fijn zand
Golvend landschap zonder duinen
Fijn zand
Ondiepe (< 2 m.) vrij brede (> 25 m.) geulen
Opvulling met rel zwaar sediment, onderin een plotselinge overgang naar grof materiaal
Vlakke buitendijkse gronden
klei, zand, grind, sterk gelaagd
Lage schotelvormige vlakke delen
Klei op kleiig veen of venige klei (binnen 100 cm - mv begint een venige laag van tenminste 40 cm. dikte)
Lage schotelvormige vlakke delen
Klei (kleipakket tenminste 100 cm. dik)
Zwak ontwikkeld reliëf
Zandige klei en klei; grote variatie op korte afstand
Lage ruggen (< 2 m)
Kleiig zand en zand; aflopend profiel begint binnen 90 cm - mv.
Ruggen (> 1 m)
Leemarm fijn zand (met een holocene bedekking van hoogstens 120 cm. dikte)
Zwak golvend, vrijwel horizontaal landschap
Leemarm fijn zand (met een holocene bedekking van hoogstens 70 cm dikte)
Vrij steile helling voor het uiteinde van een dal
Zand met wat grind aan de oppervlakte
Asymmetrische, diepe, vrij smalle dalen, met een steile wand aan de oostzijde
V-vormige, diepe, vrij smalle dalen met steile wanden ronde dalen idem
Vrij steile concave mantel rondom de heuvelrug
Zand met wat grind aan de oppervlakte
Nagenoeg vlak, iets hellend oppervlak
Brede, vlakke, diepe dalen, dwars door de heuvelrug
Grindrijke, matig grove tot grove zanden aan de oppervlakte
Vlakke delen in de heuvelrug, tussen 30 en 40 m.
Vlakke delen in de heuvelrug, hoger dan 40 m.
Heuvelrug, met steile hellingen en toppen tot ongeveer 60 m.
Fijne, matig grove en grove zanden, met grind soms noordelijke erratica
Associatie van twee enkelvoudige kaarteenheden (samenstelling: zie chronologie)
Open water
Hoogtelijnen om de 5 meter

NO toe van ± 1,5 m tot ± 5 m.

2. HOLOCEEN

Na het Würmglaciaal werd het klimaat weer warmer. De permafrost verdween, en de toendravegetatie maakte plaats voor een aanzienlijk dichtere begroeiing. Het zandtransport door de wind werd daardoor sterk beperkt.
De rivieren kregen minder en fijnkorreliger sediment te vervoeren terwijl het debiet regelmatiger werd. De vlechtende rivieren gingen over in meanderende rivieren (Pons 1957).
Vroeg-holocene rivierafzettingen zijn in het onderzochte gebied echter niet gevonden.

Door de klimaatsverbetering smolt het landijs af, waardoor vooral in het begin van het Holoceen(*Preboreaal, Boreaal, begin Atlanticum*)de zeespiegel sterk steeg. Hierdoor steeg het grondwater zo sterk, dat de omstandigheden in laaggelegen gebieden en in afgesloten bekkens (bijvoorbeeld bekkens in de Gelderse Vallei) gunstig werden voor veenvorming. Waar dit veen direkt op het pleistocene dekzand rust, wordt het "basisveen" genoemd. Het basisveen is een litho-stratigrafische eenheid; het is niet overal even oud. Het oudste basisveen (van preboreale en boreale ouderdom) wordt in West-Nederland in de ondergrond aangetroffen.

Pas in het *Atlanticum* was het grondwater voldoende gestegen om veenvorming mogelijk te maken in het relatief hooggelegen dekzandgebied ten ZW van de Utrechtse Heuvelrug. De noordgrens van de zône waarin veenvorming plaatsvond, is geleidelijk naar het N verschoven. Mogelijk is deze veenvorming mede veroorzaakt door een grondwaterstroom van de Utrechtse Heuvelrug naar het rivierengebied, die gestuwd werd tegen de op het dekzand liggende kleilagen. Daardoor ontstond op de overgang van het kleigebied naar het zandgebied in natte perioden een eutroof milieu voor de vegetatie. Het hieruit ontstane (kleiige) veenpakket werd later bedekt met klei, waardoor de zuidgrens van het dekzandlandschap naar het N verschoof. Tegelijkertijd verplaatste zich ook de zône waarin veen gevormd werd naar het N. De dikte van het veenpakket wordt van het ZW naar het NO geringer. Nabij de dagzoom van het dekzand is er nog slechts een humeuze laag van over.
In de Langbroekerkom is deze veenlaag gedateerd op ca. 5000 jr. v. Chr. (mondelinge mededeling van Prof. Dr G.C. Maarleveld).

Bij de aanvang van het *Atlanticum* was de rivierdelta in West-Nederland opgebouwd en waren de rivierdalen ten W van de Utrechtse Heuvelrug opgevuld (Poelman 1966).
Onder invloed van de nog steeds doorgaande zeespiegelstijging vond gedurende het Atlanticum een sterke opslibbing plaats in het rivierkleigebied. Bovendien werden herhaaldelijk nieuwe rivierlopen gevormd (Poelman 1966).

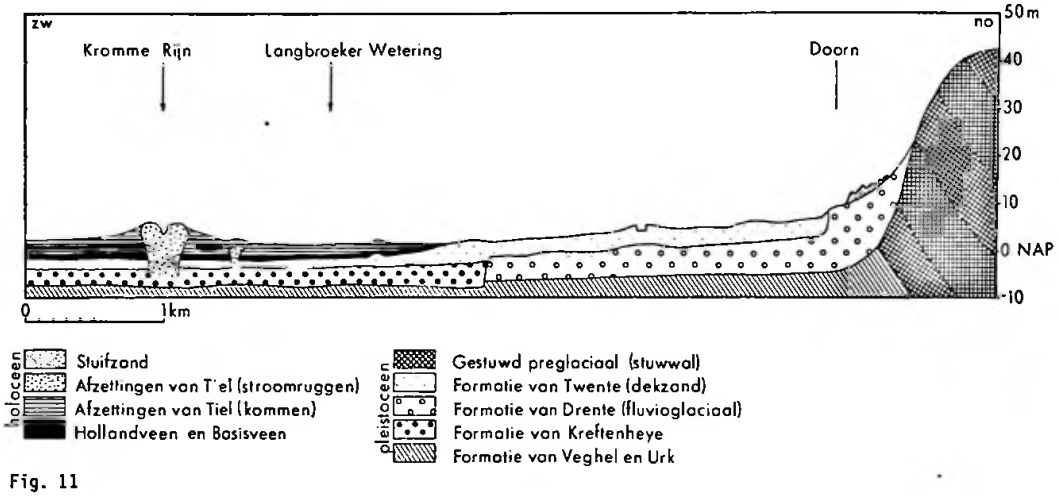


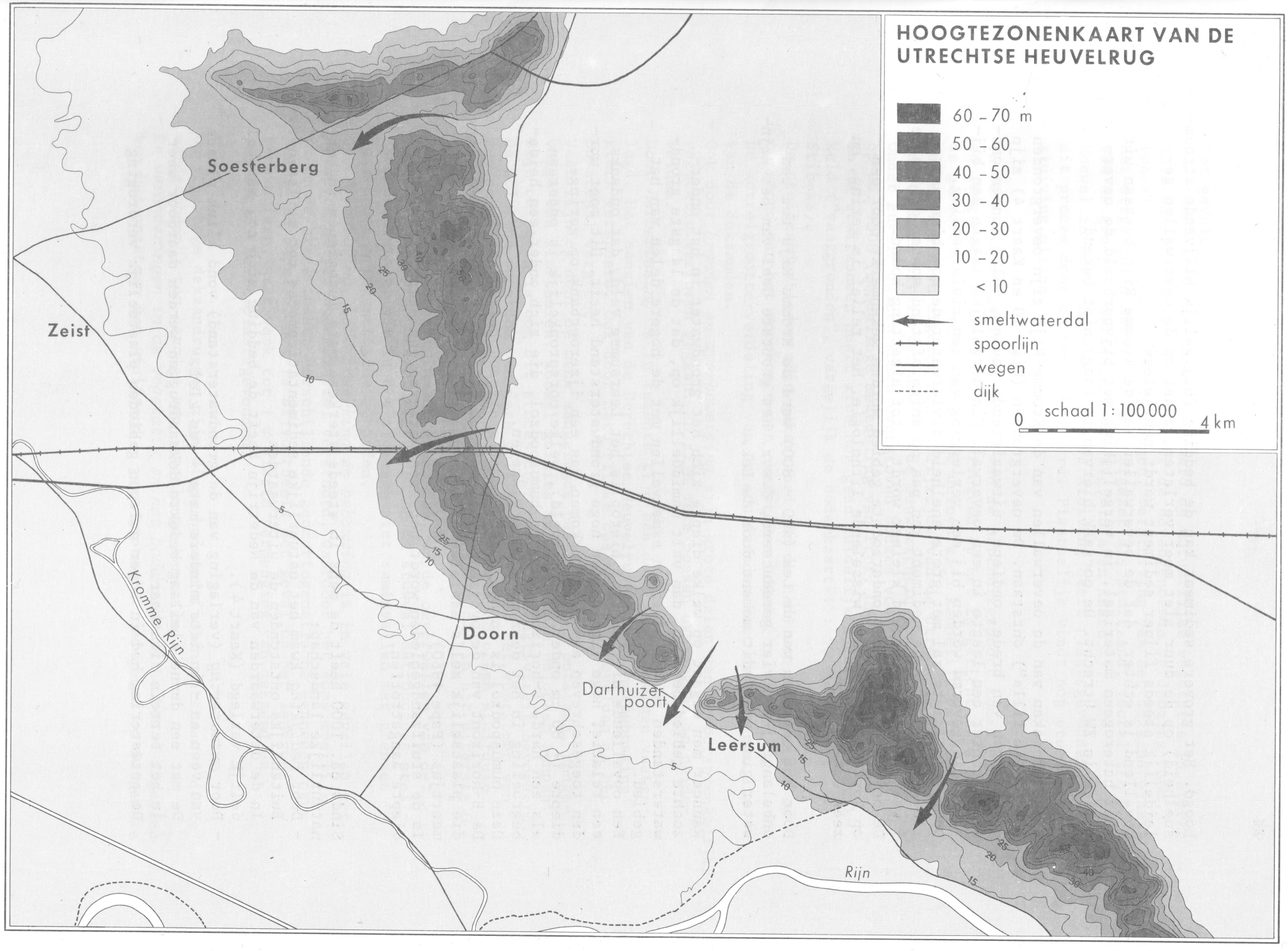
Fig. 11

Een voorbeeld hiervan is het "Werkhovense systeem", dat aan het einde van het Atlanticum (3000 v. Chr.) ontstond (van de Voorde 1963). De oeverwallen van dit systeem zijn afgezet op veen, dat daardoor sterk is geklonken. Het Werkhovense systeem is in het *Subboreaal* bedekt met afzettingen van het "Houtense systeem" (1000 v. Chr.). Een deel van het in het Atlanticum ontstane veen werd daarbij met kleiige afzettingen bedekt. De laklaag (een zeer ondoorlatende, leigrijze, roestarme, zware kleilaag), die in verscheidene boringen is aangetroffen, is mogelijk de bovenzijde van deze afzettingen. Volgens Edelman (1950) is deze laklaag ontstaan in een periode (Laat-Subboreaal) waarin vrijwel geen sedimentatie plaatsvond.

In het *Subatlanticum* ontstond een rivierstelsel ("Kromme Rijnsysteem", ca. 300 v. Chr. - heden), dat voor het onderzochte gebied van groot belang is. Dit rivierstelsel sneed zich in tot in de formatie van Kreftenheye, waarbij het bovenliggende veen- en dekzandpakket werd weggeërodeerd (Fig. 9 en Fig. 11). De zône van deze insnijding wordt in het N begrensd door de grens tussen de legenda-eenheden 8 en 11 enerzijds en 9 en 10 anderzijds van de geologische kaart.

De insnijding is opgevuld met zandige "Afzettingen van Tiel". Bij deze opvulling met sediment van het Kromme Rijnsysteem ontstonden oeverwallen en kommen (Kaart 4).

Ten N van deze insnijding is het basisveen en een deel van het dekzandlandschap met kleiige afzettingen bedekt. Deze afzettingen hebben een lutumgehalte van meer dan 35%. De grens tussen de legenda-eenheden 4 en 5 van de geologische kaart is de meest Noordelijke grens tot waar deze holocene fluviatiele afzettingen zich uitstrekken.
De oeverwallen hebben een "aflopend profiel" (d.w.z. de korrelgrootte neemt van onder naar boven af).
Wanneer een rivier buiten z'n oevers treedt, wordt het grofste materiaal direkt naast de rivierbedding afgezet. Hierdoor ontstaat een zandige wal, die bij elke volgende periode van hoogwater wordt opge-


HOOGTEZONENKAART VAN DE UTRECHTSE HEUVELRUG
60 - 70 m
50 - 60
40 - 50
30 - 40
20 - 30
10 - 20
< 10
smeltwaterdal
spoorlijn
wegen
dijk
0 schaal 1 : 100 000 4 km
Soesterberg
Zeist
Doorn
Darthuizer poort
Leersum
Kromme Rijn
Rijn

hoogd. Het grovere sediment kan de bedding (bij gelijk blijvende stroomsnelheid) op de duur niet meer verlaten, zodat op de oeverwallen geleidelijk steeds fijner sediment wordt neergelegd.
Opvallend is echter, dat de oeverwallen van de Kromme Rijn bestaan uit zeer heterogeen materiaal, in vergelijking met bijvoorbeeld de oeverwallen in ZW Utrecht. De oorzaak hiervan is (nog) niet bekend.

Bij doorbraken van de oeverwallen van de Kromme Rijn zijn oevergronden ("crevasse fills") ontstaan. De oevergronden (Fig. 10 en Kaart 4) zijn opvullingen van brede, ondiepe, uitwaaierende geulen, welke kunnen ontstaan achter een laagte in een oeverwal. Een dergelijke laagte kan bijvoorbeeld gevormd worden bij een verlegging van een rivierbedding.
Door zo'n laagte zal met grote snelheid rivierwater de kom binnenstromen. Het meegevoerde sediment kan pas op enige afstand achter de laagte - waar de stroomsnelheid kleiner wordt - tot afzetting komen.
De oevergronden in het onderzochte gebied worden gekenmerkt door een op korte afstand sterk wisselende lithologie. Het reliëf is gering, en zeer onregelmatig.

Door het ontstaan van de Lek (400 - 800) werd de Kromme Rijn tot een onbelangrijke rivier gereduceerd, d.w.z. het grootste deel van het Rijnwater ging vanaf dit moment door de Lek.

Wanneer men nagaat op welke diepte zich het grondwater in het onderzochte gebied bevindt, dan valt onmiddellijk op, dat de laagste grondwaterstanden in het algemeen samenvallen met de hogere delen van het gebied.
Een opvallende uitzondering hierop is het Leersumse veld, dat ondanks een relatief hoge ligging een hoge grondwaterstand heeft. Dit moet worden toegeschreven aan het voorkomen van een ijzeroerbank op geringe diepte (± 80 cm onder het maaiveld), welke oorspronkelijk is ontstaan als een harde B-horizont van een humuspodzol, die zich onder een heidebegroeiing in het dekzand kon ontwikkelen.
Deze humuspodzol is in het Holoceen met stuifzand bedekt.
De B-horizont van de overstoven bodem is nu een slecht doorlatende laag, die plaatselijk zelfs aanleiding heeft gegeven tot het ontstaan van meertjes (Pape 1960).
In de stuifzandgebieden wordt het grondwater op een sterk wisselende diepte aangetroffen.

Sinds ca. 1000 heeft de mens in steeds sterkere mate ingegrepen in het natuurlijke landschap:
- Door *bedijking* kwam het natuurlijke sedimentatieproces tot stilstand. Buitendijks ontstonden de uiterwaarden.
  In de uiterwaarden van de Nederrijn heeft de bedding zich nog herhaaldelijk verlegd (Kaart 4).
- Door *ontwatering* (verlaging van de grondwaterstand) vond klink plaats van veen en - in iets mindere mate - van klei.
  De met een dunne kleilaag bedekte dekzandruggen werden daardoor weer in het terrein zichtbaar.
  De ontwatering had in hoger gelegen gebieden plaatselijk verdroging

tot gevolg.

- Door *ontbossing en ontginning* werd de natuurlijke vegetatie in sterke mate aangetast. Hierdoor en door de bovengenoemde verdroging vond, vooral op de hogere dekzandruggen, verstuiving van het dekzand plaats. Het uitgestoven materiaal werd afgezet als stuifzand, vooral ten NO van de grootste dekzandruggen (Fig. 10 a en Kaart 4).
  Hoewel in het gehele Holoceen verstuiving heeft plaatsgevonden, is dit proces door de mens bevorderd. Plaatselijk vindt nog steeds verstuiving plaats.

In de stuifzandgebieden ten NO van de Darthuizerpoort komen paraboolen lengteduinen voor, welke overwegend op het ZW gericht zijn (zie de geomorfogenetische kaart). De duinen zijn kennelijk bij overheersende ZW winden afgezet aan de lijzijde van de Utrechtse Heuvelrug, en staan in direkt verband met de aanwezigheid van de Darthuizerpoort. Onder enkele duinen komen overstoven bodems voor. Deze zijn gedateerd op ca. 1500 (mondelinge mededeling van Prof. Dr G.C. Maarleveld). In de stuifzanden heeft zich nog geen duidelijk bodemprofiel ontwikkeld ("vaaggronden", vergelijk de bodemkaart 1 : 50.000 van de Stiboka).
De stuifzandgebieden zijn gekarteerd aan de hand van het reliëf, en op grond van het voorkomen van overstoven bodems.
De korrelgrootte-verdeling van de stuifzanden komt overeen met die van de dekzanden.

- Ook door *branden en overbeweiding* zijn grote delen van de oorspronkelijke vegetatie verloren gegaan. Zo zijn vele bossen overgegaan in heidevelden.
- Door *herbebossing* is in recente tijd een deel van de duinen vastgelegd. Het aanzien van de Utrechtse Heuvelrug is door herbebossing sterk veranderd. Ook door natuurlijke opslag op heidevelden is het bosareaal vergroot.
- Vaak zijn op door de mens aangelegde paden *gullies* ontstaan, tengevolge van stortbuien. Hoewel gullies in het gehele Holoceen kunnen zijn ontstaan is ook dit proces door menselijke aktiviteit bevorderd. De holocene ouderdom van deze gullies blijkt uit het voorkomen van een dergelijke gully op een pad dwars door een Holoceen stuifduin. Dit doorsneden duin ligt in een U-vormig (Würm)dal in het uiterste O van het onderzochte gebied (Kaart 4).
- Door *afgraving* zijn in de uiterwaarden, op de oeverwallen van de Kromme Rijn, op de dekzandruggen en op de stuwwal antropogene steilranden ontstaan, die in het algemeen niet samenvallen met grenzen tussen geomorfogenetische eenheden.
- Door *vergraving, bodembewerking en bebouwing* is in vele gevallen het oorspronkelijke bodemprofiel verstoord, waardoor het soms moeilijk is om de grens tussen verschillende geomorfogenetische eenheden nauwkeurig te bepalen. Dit is bijvoorbeeld het geval op het landgoed Broekhuizen, waar vaak tot 1 m diepte vermenging van dekzand en rivierklei heeft plaatsgevonden.

Op vele hoge dekzandruggen zijn diepe bodemprofielen ontstaan ("dikke eerdgronden") ten gevolge van jarenlange bemesting.

- De *veranderingen in de vegetatie en het bodemgebruik* hebben - afgezien van het ontstaan van stuifzand - geen grote invloed gehad op de genese

van het reliëf.
- Door *normalisatie en kanalisatie* is de loop van de Nederrijn - Lek en de Kromme Rijn gewijzigd. Hierbij zijn enkele afgesneden rivierarmen als "vroegere beddingen" achtergebleven. Enkele van deze beddingen waren in de vorige eeuw nog in gebruik (b.v. bij "De Roodvoet"; zie blad Wijk bij Duurstede, topografische kaart van Nederland, schaal 1 : 50.000, 1864).
- Door *vervuiling* is vooral de laatste jaren in toenemende mate de hydrologische, bodemkundige, atmosferische en visuele kwaliteit van het landschap verslechterd. Onderzoek hiernaar is en wordt verricht in het kader van het "Kromme Rijnprojekt".

SAMENVATTING
De geologische en geomorfologische ontwikkeling van de Darthuizerpoort (ZO Utrecht) en omgeving is beschreven.

In het Rissglaciaal drong het landijs lobvormig de Gelderse Vallei binnen, waardoor de dalwanden van dit oude rivierdal werden gestuwd. Hierdoor ontstond de Utrechtse Heuvelrug ("fase a").
Het smeltwater van de ijslob vormde een aantal dalen in de Utrechtse Heuvelrug. Vóór deze dalen werden fluvioglaciale puinwaaiers afgezet.

Tijdens een volgende stuwingsfase ("fase b") werd de Utrechtse Heuvelrug op diverse plaatsen nogmaals gestuwd. De Amerongsche Berg is door deze stuwing het hoogste punt van de Utrechtse Heuvelrug geworden.
Het smeltwater koncentreerde zich toen op de Darthuizerpoort, waardoor de fluvioglaciale puinwaaier uit "fase a" werd versneden. De resten ervan dagzomen ten O van Leersum en ten NW van Doorn.
De smeltwaterstroom die uit de Darthuizerpoort kwam heeft een fluvioglaciale puinkegel gevormd, welke ca. 6 m lager ligt dan de puinwaaier uit "fase a".
De puinkegel vóór de Darthuizerpoort is voor een deel opgeruimd door fluviatiele aansnijding. Deze aansnijding heeft plaatsgevonden vóór de afzetting van het dekzand (Würm).
Het dekzand bedekt de resten van de fluvioglaciale afzettingen uit "fase b" geheel. Ten Z van de Darthuizerpoort ligt de fluvioglaciale puinkegel op ± 4 - 5 m diepte onder het maaiveld.

In het Würmglaciaal is een groot aantal sneeuwsmeltwaterdalen in de stuwwal ontstaan. Deze dalen hebben ten gevolge van solifluktie en/of ongelijkmatige dekzandbedekking vaak een asymmetrische vorm gekregen.
In het Boven-Pleniglaciaal en het Laatglaciaal is een dik pakket dekzand afgezet.
In het dekzand komen ZW-NO gerichte ruggen voor, die in het Holoceen gedeeltelijk zijn gaan verstuiven. Het stuifzand is ten NO ervan afgezet. De duinen ten NO van de Darthuizerpoort zijn overwegend op het ZW georiënteerd.
Een groot deel van het pleistocene dekzand is in het Holoceen bedekt met afzettingen van het Kromme Rijnsysteem.

LITERATUUR

BERENDSEN, H.J.A. en BIJNEN, R.J.P., 1972. Resultaten van een geomorfologisch onderzoek in de omgeving van Broekhuizen (ZO Utrecht) RIN Rapport, Leersum.

BROUWER, A., 1963 Caenozoic history of the Netherlands. Verh. Kon Ned. Mijnb. Gen. deel 21 - 1.

CROMMELIN, R.D. en MAARLEVELD, G.C., 1949. Een nieuwe geologische kartering van de Zuidelijke Veluwe. T.A.G. 56, pp. 41-56.

EDELMAN, C.H., 1950. Inleiding tot de bodemkunde van Nederland. Noordh. Uitgeversmij. Amsterdam.

EDELMAN, C.H. en MAARLEVELD, G.C., 1958. Bodenkartierung in den Niederlanden. Geol. Jahrbuch, Band 73, pp. 639-684.

HAGEMAN, B.P., 1970. Moderne onderzoekingen in verband met ijstijden. Intermediair okt. 1970 - jan. 1971.

HAMMEN, T. VAN DER, MAARLEVELD, G.C., VOGEL, J.C. en ZAGWIJN, W.H., 1967. Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the last glacial in the Netherlands. Geol. en Mijnb. 46, pp. 79-95

JONG, J.D. DE, 1952. On the structure of the pre-glacial Pleistocene of the Archemerberg. Geol. en Mijnb. Nieuwe Serie 14, pp. 86-90.

MAARLEVELD, G.C., 1949. Over de erosiedalen van de Veluwe. T.A.G. 64, pp. 133-142.

MAARLEVELD, G.C., 1953. Standen van het landijs in Nederland. Boor en Spade 6, pp. 95-105

MAARLEVELD, G.C., 1955. Fluvioglaciale afzettingen in Midden-Nederland. T.A.G. 72, pp. 48-58.

MAARLEVELD, G.C. en PAPE, 1960. Geologie en bodemkunde van het Nationale Park "De Hoge Veluwe". Studiekring voor de Veluwe, 's-Gravenhage.

MAARLEVELD, G.C. en SCHANS, R.P.H.P. VAN DER, 1961. De dekzandmorfologie van de Gelderse Vallei. T.A.G. 78, pp. 22-34.

MAARLEVELD, G.C., 1967. Geomorfologische Kaart van Nederland, 1 : 50.000, blad no. 32 W (Amersfoort).

PANNEKOEK, A.J. (red.), 1956. Geologische geschiedenis van Nederland. Staatsdrukkerij Den Haag.

POELMAN, J.N.B., 1966. De bodem van Utrecht. Stichting voor Bodemkartering, Wageningen.

PONS, L.J., 1957. De geologie, de bodemvorming en de waterstaatkundige ontwikkeling van het Land van Maas en Waal en een gedeelte van het Rijk van Nijmegen. Bodemk. studies no. 3, pp. 1-156.

SCHELLING, J., 1960. De hoge bosgronden van Midden-Nederland. Mededelingen van de Stichting voor Bodemkartering, Bodemkundige series, no. 5, Wageningen.

TEUNISSEN, D., 1961. Het Midden-Nederlandse Heuvelgebied. Thesis Nijmegen.

VERBRAECK, A., 1970. Toelichting bij de Geologische Kaart van Nederland. 1 : 50.000, blad 38 O. Rijks Geol. Dienst, Haarlem.

VINK, A.P.A., 1949. Bijdrage tot de kennis van loess en dekzanden, in het bijzonder van de Zuidoostelijke Veluwe. Thesis Wageningen, pp. 92-96.

VISSCHER, H.A., 1964. Het reliëf van de Nederlandse stuwwallen, pp. 14-28, uit: Fysisch geografische essays.

VOORDE, P.K.J. VAN DE, 1963. Gronden met een textuur-B-horizont in het Utrechtse rivierkleigebied. Boor en Spade 13, pp. 82-101.

WEE, M.W. TER, 1962. The Saalian glaciation in the Netherlands. Med. Geol. Stichting, Nwe Serie, no. 15, pp. 53-76.

ZAGWIJN, W.H., 1961. Vegetation, climate and radiocarbon datings in the late-Pleistocene of the Netherlands. Part I: Eemian and Early Weichselian. Med. Geol. Stichting, Nwe Serie, no 14, pp. 15-45.

ZANDSTRA, J.G., 1959. Grindassociaties in het Pleistoceen van Noord-Nederland: een samenvatting van de voorlopige resultaten van het grindonderzoek, in het bijzonder van het Onder- en Midden-Pleistoceen. Geol. en Mijnb. Nwe Serie, no. 21, pp. 254-272.

ZONNEVELD, J.I.S., 1958. Litho-stratigrafische eenheden in het Nederlandse Pleistoceen. Med. Geol. Stichting, Nwe Serie no. 12, pp. 31-64.

ZONNEVELD, J.I.S., 1971. Tussen de bergen en de zee. Oosthoek, Utrecht.

*Het onderzoek vond plaats in het kader van een doktoraal veldwerk in de fysische geografie, onder leiding van Prof. Dr. J.I.S. Zonneveld.
Door het RIN werd subsidie verleend t.b.v. reiskosten en reproduktiekosten van de gekleurde kaarten, waarvoor wij onze hartelijke dank willen uitspreken.
Tevens zijn wij dank verschuldigd aan de Topografische Dienst te Delft voor de verleende toestemming tot het gebruik van de topografische ondergrond voor de kaarten.
Verder gaat onze dank uit naar de heer G.W.J. van Omme en de heer G.H. Huygen van het Geografisch Instituut te Utrecht, voor het drukklaar maken van de kaarten, en naar de Geologische Dienst, voor de verleende medewerking bij een aantal boringen.