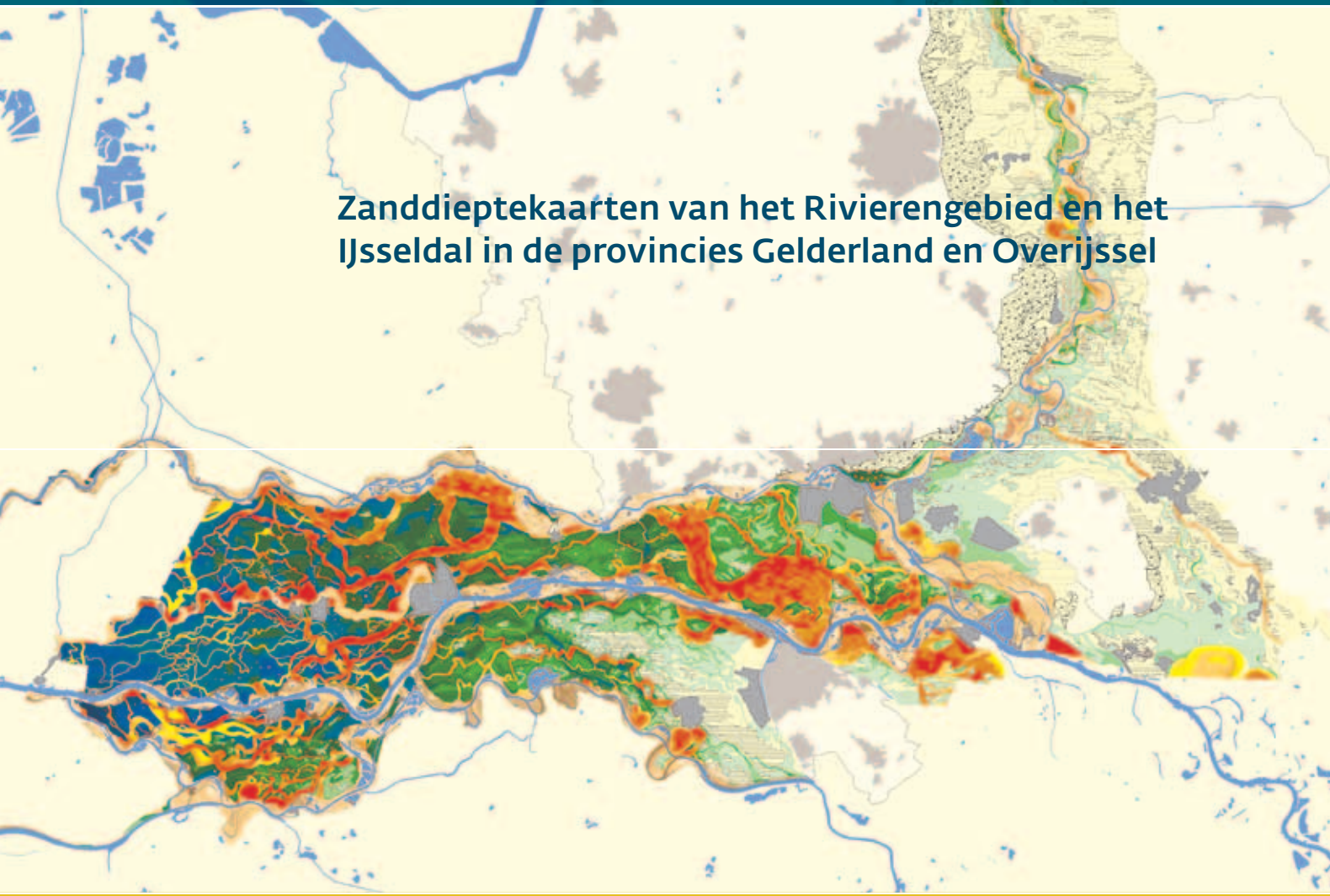
Zand in banen



Zanddieptekaarten van het Rivierengebied en het IJsseldal in de provincies Gelderland en Overijssel

Gezamenlijk onderzoeksrapport van de
provincie Gelderland en Universiteit Utrecht

Derde geheel herziene druk

Zand in banen

Zanddieptekaarten van het Rivierengebied en het IJsseldal in de provincies Gelderland en Overijssel

K.M. Cohen, E. Stouthamer, W.Z. Hoek,
H.J.A. Berendsen † & H.F.J. Kempen

Sand-depth maps of the central and upper Rhine-Meuse delta, including the IJssel valley (with a summary in English)

Colofon

Bronvermelding
K.M. Cohen, E. Stouthamer, W.Z. Hoek, H.J.A. Berendsen & H.F.J. Kempen (2009) Zand in Banen - Zanddieptekaarten van het Rivierengebied en het IJsseldal in de provincies Gelderland en Overijssel. Arnhem: Provincie Gelderland.

Bestellen
- De gedrukte versie van dit toelichtende rapport (derde geheel herziene druk; inclusief de digitale zandiepteatlas op CD-ROM) is, zolang de voorraad strekt, door vooruitbetaling van € 25,00 (incl. BTW, incl. porto) te bestellen bij Dr. E. Stouthamer, Fac. Geowetenschappen, E-mail: zandbanenkaart@geo.uu.nl.
- De digitale kaart is opgenomen in de digitale wateratlas van de provincie Gelderland en in die hoedanigheid te raadplegen via www.gelderland.nl/wateratlas. Kaart: Watersysteem-Geologie: Zandbanen. Het is via deze site mogelijk deelbladen van de zanddieptekaart in een afdrukbaar formaat te genereren.
- Het digitale gegevensbestand met inbegrip van deze toelichting in PDF formaat is ook opgenomen op bijgevoegde CD-ROM.
- De digitale bestanden kunnen ook tegen verstrekkingskosten worden aangevraagd bij de provincie Gelderland: geoservice@prv.gelderland.nl. Extracten uit het digitale kaartbestand kunnen via www.gelderland.nl/wateratlas aangevraagd worden. Het bronformaat is ESRI polygon shapefile. Een bijbehorende digitale legenda voor ArcMap 9.2 en 9.3 is beschikbaar (layer file; .lyr).
- Meta-data zijn in te zien via www.gelderland.nl/wateratlas.

Omslagontwerp
3e druk: H.H. Mors, provincie Gelderland

Kartografie, Tekstfiguren
3e druk: H.J.A. Berendsen, K.M. Cohen, A. van Hoesel, Fac. Geowetenschappen, Universiteit Utrecht

GIS-implementatie
3e druk CD-ROM supplement / kaartlaag in www.gelderland.nl/wateratlas
K.M. Cohen, A. van Hoesel, Fac. Geowetenschappen, Universiteit Utrecht
B.P. Akkers, J. Gerritsen, provincie Gelderland

Druk- en bindwerk
3e druk: provincie Gelderland

Uitgave
(c) 1994 Universiteit Utrecht. Eerste druk. H.J.A. Berendsen, E.L.J.H. Faessen & H.F.J. Kempen (1994). Atlas in 47 bladen, schaal 1:25.000. Provincie Gelderland i.s.m. Waterleiding Maatschappij Gelderland. ISBN 90.73586-16-X. Oplage 1000 exemplaren.

(c) 2001 Universiteit Utrecht. Tweede geheel herziene druk, aangevuld met gegevens van de uiterwaarden, de Liemers en de Ooijpolder. H.J.A. Berendsen, E.L.J.H. Faessen, A.W. Hesselink & H.F.J. Kempen (2001). Toelichting en 37 losse kaartbladen, schaal 1:25.000. Provincie Gelderland i.s.m. Vitens Gelderland en Rijkswaterstaat Directie Oost Nederland. ISBN 90.73586-16-X. Oplage 1500 exemplaren.

(c) 2009 Universiteit Utrecht. Derde geheel herziene druk, aangevuld met gegevens van het Oude IJsseldal, de Gelderse IJssel en de IJsseldelta in de provincies Gelderland en Overijssel. K.M. Cohen, E. Stouthamer, W.Z. Hoek, H.J.A. Berendsen† & H.F.J. Kempen. Toelichting en CD-ROM met digitale kaarten. Provincie Gelderland. ISBN 978-90-73586-42-0. Met bijdragen van H.J.A. Berendsen, E.L.J.H. Faessen en A.W. Hesselink (c) 1994, 2001. Oplage 1000 exemplaren.

Inhoudsopgave

	Voorwoord	5
	Leeswijzer	7
	DEEL I	
1	**Inleiding**	**11**
	Aanleiding	11
	Doel en gebruik	11
	Ontsluiting van de informatie	16
	Drie opvolgende edities	17
2	**Vervaardiging van de kaarten**	**19**
3	**Basisinformatie**	**23**
	Boorbeschrijvingen en terreinwaarnemingen	23
	Gegevensdichtheid en nauwkeurigheid van de gekarteerde zanddiepte	25
4	**De legenda van de zanddieptekaarten**	**27**
	Pleistocene zandondergrond	27
	Holocene zandvoorkomens	34
	Hydrologische eigenschappen	36
5	**Ontwikkeling van riviersystemen en terminologie**	**37**
	Pleistocene ondergrond, holocene delta	37
	Kenmerken van de rivierafzettingen	40
	DEEL II	
6	**Riviersystemen in de polders van het Rivierengebied**	**55**
	Land van Maas en Waal	55
	Over-Betuwe	57
	Neder-Betuwe	60
	Bommelerwaard	62
	Tielerwaard	64
	Ooijpolder	66
7	**Uiterwaarden in het Rivierengebied**	**69**
	Boven-Rijn en Rijnstrangengebied, Pannerdens Kanaal	69
	Waal beddinggordel	71
	Nederrijn en Lek beddinggordel	71
	Linge beddinggordel	72
	Maas beddinggordel	.72
8	**Gebieden langs de Gelderse IJssel**	**73**
	Liemers, Oude IJssel en Gelderse IJssel ten zuiden van Zutphen	73
	IJsseldal tussen Zutphen en Zwolle	79
	IJsseldelta stroomafwaarts van Zwolle	88
9	**Het IJsseldal als onderdeel van het Rijnsysteem in de laatste 70.000 jaar**	**95**
	Het ontstaan van het IJsseldal	95
	Het ontstaan van de Gelderse IJssel	101
10	**Summary in English / Engelse Samenvatting**	**109**
	Background to the 'Zand in Banen' mapping project	109
	Geological architecture of the mapped area	110
	Description of map units	113
	Literatuur en Bibliografie	117
	Dankwoord	127

Tabellen

Tabel 1	Boringen en boringdichtheid voor de verschillende deelgebieden	26
Tabel 2	Algemene eigenschappen van de onderscheiden zandige pakketten	32
Tabel 3	Hydraulische weerstand (k-waarde) voor verschillende afzettingen	36

Figuren

Figuur 1	Voorbeeld: Zand in Banen en kolkgaten langs dijken	12
Figuur 2	Voorbeeld: Zand in Banen en bemaling van het binnendijkse gebied	13
Figuur 3	Voorbeeld: Zand in Banen en archeologische vondsten	14
Figuur 4	Archeologische toepassing langs het Betuwelijntracé bij Dodewaard	15
Figuur 5	Schermafdruk Zanddieptekaart in Wateratlas Gelderland	16
Figuur 6	Voorbeeld van een deel van een boorstaat	24
Figuur 7	Plaatsaanduiding en nummering van de boorpunten	25
Figuur 8	Legenda van de zanddieptekaart	28
Figuur 9	Verschillen tussen riviertypen	29
Figuur 10	Schematische doorsnede ter verduidelijking van de legenda	33
Figuur 11	Ontwikkeling van het Rijn-riviersysteem in de laatste 150.000 jaar	38
Figuur 12	Tijdschaal, temperatuur- en rivierpatroonontwikkeling	41
Figuur 13	Doorsnede en bovenaanzicht meanderende rivier	43
Figuur 14	Ouderdom van stroomgordels in de Rijn-Maas delta	44
Figuur 15	Opbouw van de holocene delta in tijd en ruimte, incl. sturende factoren	48
Figuur 16	Veranderingen in riviermorfologie in ruimte en tijd	49
Figuur 17	Gereconstrueerde ontwikkeling van een uiterwaard langs de Waal	50
Figuur 18	Maaiveldhoogte en zanddiepte in het Land van Maas en Waal	54
Figuur 19	Schematische doorsnede door het oosten van het Land van Maas en Waal	56
Figuur 20	Maaiveldhoogte en zanddiepte in de Over-Betuwe	58
Figuur 21	Maaiveldhoogte en zanddiepte in de Neder-Betuwe	61
Figuur 22	Maaiveldhoogte en zanddiepte in de Bommelerwaard	63
Figuur 23	Maaiveldhoogte en zanddiepte in de Tielerwaard	65
Figuur 24	Maaiveldhoogte en zanddiepte in de Ooijpolder	67
Figuur 25	Schematische doorsneden van de uiterwaarden in het Rivierengebied	70
Figuur 26	Maaiveldhoogte en zanddiepte in de Liemers, het Oude IJsseldal en het IJsseldal (Arnhem-Zutphen)	74
Figuur 27	Geologische doorsnede over de midden-as van het IJsseldal	77
Figuur 28	Maaiveldhoogte en zanddiepte in het IJsseldal (Zutphen-Zwolle)	80
Figuur 29	Geologische dwarsdoorsnede van het IJsseldal (Deventer)	81
Figuur 30	Schematische doorsneden van de Gelderse IJssel (Zutphen, Zwolle)	82
Figuur 31	Holocene paleogeografische ontwikkeling van het IJsseldal nabij Zutphen	85
Figuur 32	Maaiveldhoogte en zanddiepte in de IJsseldelta (Zwolle-Kampen)	89
Figuur 33	Paleogeografische ontwikkeling van de IJsseldelta e.o. in de Middeleeuwen	91
Figuur 34	IJskappen en glacio-isostatische bodembewegingen in verhouding tot de Rijn	100
Figuur 35	Abridged version of the map legend in Figure 8	112

Voorwoord

Voor u ligt het eindproduct van 18 jaar onderzoek door de Universiteit Utrecht naar de zandbanen langs de Gelderse rivieren. Op basis van ruim 100.000 boringen tot 10 meter is een gedetailleerde kaart vervaardigd. Het resultaat mag er zijn!

Met dit rapport 'Zand in Banen' zijn de zandbanen en de diepte waarop ze voorkomen in het Rivierengebied en het IJsseldal, inclusief de uiterwaarden, in beeld gebracht. Deze informatie is van groot belang voor tal van toepassingen. In het begin werden de resultaten vooral gebruikt voor inschatting van de effecten van waterhuishoudkundige ingrepen. Met de toegenomen aandacht voor intensivering van het (ondergrondse) ruimtegebruik wordt duidelijk dat een gedegen kennis van de bodemopbouw, bodemeigenschappen en de grondwatersituatie tevens van groot belang is bij vraagstukken over ruimtelijke ordening en over het gebruik van de ondergrond. Dit rapport kan daar naar mijn stellige overtuiging aan bijdragen.

In het Rivierengebied en het IJsseldal zullen de menselijke ingrepen in de komende decennia onverminderd doorgaan, denk daarbij aan infrastructurele werken en stedelijke uitbreidingsplannen. Bij al dit soort projecten wordt gegraven. Vanwege de grote betekenis van aanwezige zandbanen in een overwegend kleidek voor de waterhuishouding, kan dit graafwerk direct of indirect gevolgen hebben voor bijvoorbeeld de hoeveelheid kwel of wegzijging vanuit de rivieren.

Ook projecten die de rivieren meer ruimte moeten geven om een veilige afvoer van water te waarborgen worden ontworpen of inmiddels uitgevoerd. In dit verband is het interessant om te constateren dat dit onderzoek nieuwe inzichten heeft opgeleverd over het ontstaan van de Gelderse IJssel in de Vroege Middeleeuwen, zo'n 1.500 jaar geleden. Dit inzicht kan nu weer bijdragen aan het vaststellen van de toenmalige Rijnafvoer en daarmee aan de onderbouwing van benodigde dijkhoogtes vandaag.

Ik vind het belangrijk dat dit rapport en de daarin verzamelde kennis benut wordt. De potentiële gebruikers zijn naar mijn mening legio: waterbeheerders, dijkenbouwers, ontgronders, ruimtelijke ontwikkelaars, archeologen en geologen. Samen met de Universiteit Utrecht zorgen we daarom voor toegankelijkheid van deze kennis via dit rapport en via het loket www.gelderland.nl/wateratlas.

Het onderzoek naar de zandbanen in de provincie Gelderland is met dit rapport afgerond. Twee generaties Utrechtse fysisch geografen hebben hieraan bijgedragen: Henk Berendsen in de jaren 1980-2007 en zijn opvolgers Cohen, Stouthamer en Hoek in de jaren 1997-2009. En daarnaast natuurlijk talloze studenten en assistenten.

Met de afronding van het onderzoek is nu het toepassen van deze kennis aan de orde. Ik ben ervan overtuigd dat dit inzicht bij toekomstige projecten zal bijdragen aan een zorgvuldige belangenafweging en daarmee aan de kwaliteit van beslissingen over de ingrepen in de ondergrond.

Harry Keereweer, Gedeputeerde voor Landelijk Gebied en Water

Leeswijzer

Dit rapport is de toelichting bij de digitale zanddieptekaart van het Rivierengebied en het IJsseldal in de provincies Gelderland en Overijssel, zoals opgenomen in de digitale wateratlas (www.gelderland.nl/wateratlas) en de bijgesloten CD-ROM.

Ten opzichte van de toelichting bij de eerste en tweede druk van Zand in Banen, is in de tekst onder andere de beschrijving van de ontstaanswijze van de afzettingen grondig herzien. Er is meer aandacht voor verschillen in sedimentatiedynamiek tussen bovenstroomse en benedenstroomse delen in het rivierengebied en het IJsseldal, en een meer generieke insteek in de verklaringen van aangetroffen fenomenen en de daarbij gehanteerde terminologie. Een samenvatting in het Engels en een uitgebreide bibliografie zijn wederom opgenomen.

Deel I gaat in algemene zin in op het onderzoek Zand in Banen en de Zanddieptekaart.
Hoofdstuk 1 gaat in op de aanleiding van het onderzoek en de totstandkoming van de kaart en het rapport. Aan de hand van enkele voorbeelden worden de toepassingsmogelijkheden van de bijeengebrachte informatie geïllustreerd.
Hoofdstuk 2 en 3 geven informatie over het vervaardigen van de zanddieptekaarten (procedures) en de hierbij verwerkte brongegevens (handmatig uitgevoerde grondboringen en patronen afgeleid uit maaiveldhoogtegegevens).
In Hoofdstuk 4 is de legenda van de zanddieptekaarten uitgewerkt en toegelicht. Het betreft hier uitbreiding en herziening van de legenda zoals gebruikt in eerdere drukken.
Hoofdstuk 5 gaat in op de ontstaanswijze van de belangrijkste afzettingen in het gekarteerde gebied en licht de gehanteerde terminologie en concepten toe (onderbouwing van de aanpak).

Deel II betreft een gedetailleerde beschrijving van de kaartbeelden per deelgebied. Er zijn overzichtskaarten in dit deel opgenomen, maar voor gebruik-op-maat van Zand in Banen zullen veelal de bovengenoemde Wateratlas of de gegevensbestanden op de CD-ROM moeten worden gebruikt.
Hoofdstuk 6 bevat de beschrijvingen van de binnendijkse gebieden in het Rivierengebied (opgenomen sinds de eerste druk, lokaal geactualiseerd).
Hoofdstuk 7 bevat beschrijvingen van de uiterwaarden in het Rivierengebied (opgenomen sinds de tweede druk, lokaal geactualiseerd).
Hoofdstuk 8 bevat een beschrijving van deelgebieden langs de Gelderse IJssel, inclusief de Liemers, het dal van de Oude IJssel en de met de Overijsselse Vecht gedeelde IJsseldelta (opgenomen sinds deze derde druk).
Hoofdstuk 9 beschouwt het Rivierengebied, de uiterwaarden en het IJsseldal als een geheel en geeft een stand van zaken in de huidige inzichten in de ontstaansgeschiedenis van het laatste gebied.

Deel 1

Het onderzoek Zand in Banen en de zanddieptekaart

1 Inleiding

Aanleiding

De geschiedenis van de zanddieptekaarten voor de provincie Gelderland gaat bij het verschijnen van deze derde druk terug tot eind jaren tachtig van de vorige eeuw. De kaarten waren nodig voor het beantwoorden van een groot aantal vragen over optimalisatie van het peilbeheer, waterinlaat, eutrofiëring en (her)inrichting van watergangen in het Gelders rivierengebied, waarbij waterbalansberekeningen nodig zijn. Het opstellen van een redelijk sluitende waterbalans, bijvoorbeeld in een studie van het westelijk deel van de Bommelerwaard, bleek niet mogelijk. Naast het ontbreken van voldoende waterhuishoudkundige meetgegevens (afvoer- en inlaatgegevens), werd gesignaleerd dat er onvoldoende kennis beschikbaar was van de geologische opbouw van de ondergrond en de bodemfysische constanten. Vooral de hydraulische weerstand van de deklaag voor de verticale component van de kwelstroom is bij het opstellen van waterbalansen van belang. Zij vertoont in het kleiige rivierengebied een zeer grote spreiding. Ook het inzicht in de hydrologische wisselwerking tussen de in het gebied aanwezige watergangen en de grote rivieren via zogenaamde 'zandbanen' (stroomgordels of beddinggordels) ontbrak. Dit was voor de provincie Gelderland aanleiding tot het laten produceren van de zanddieptekaarten, in eerste instantie voor de polders in het Gelders Rivierengebied, dat vervolgens werd uitgebreid met de uiterwaarden, en nu ook voor het IJsseldal en de IJsseldelta.

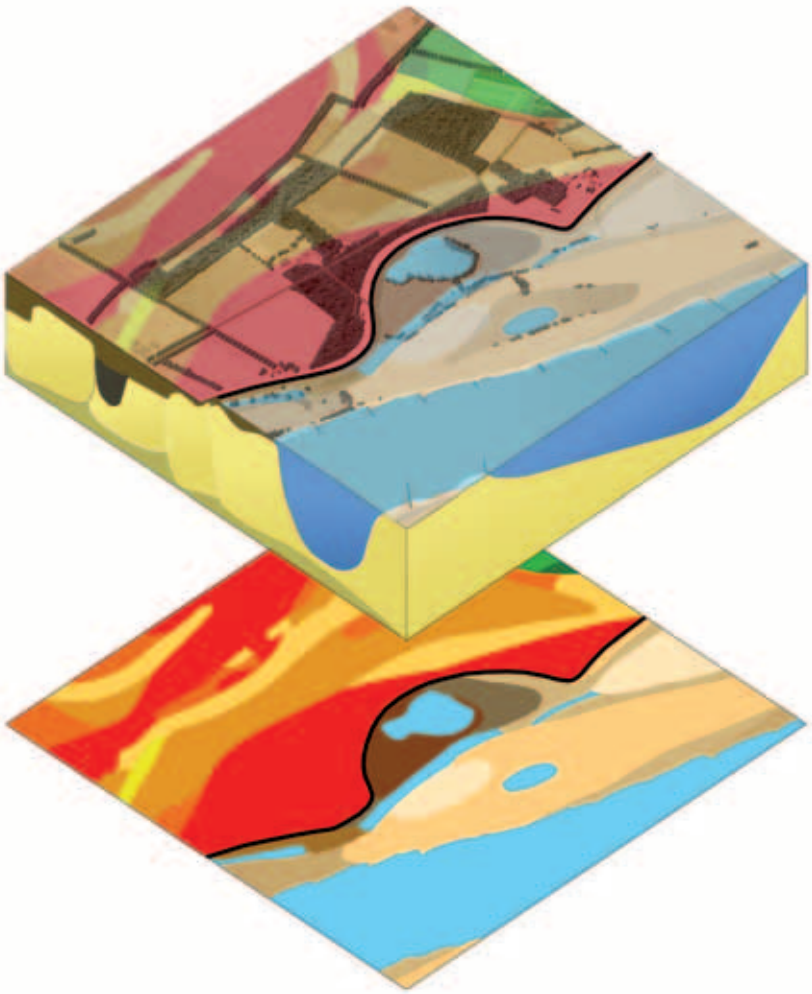
Doel en gebruik

De kaarten van het onderzoek 'Zand in banen' geven in de eerste plaats de zanddiepte ten opzichte van het maaiveld weer. De bedoeling van de kaarten is de informatie die met grondboringen verzameld is op een inzichtelijke wijze te presenteren, gericht op gebruikers die in de dagelijkse praktijk te maken hebben met beleids- en uitvoeringsvraagstukken.

In ruimtelijke planning in het rivierengebied in de ruimste zin speelt het voorkomen van zand en de dikte van bedekkende ondoorlatende lagen een belangrijke rol. De aanleiding voor het uitvoeren van de kartering waren praktische toepassingen in het (grond)waterbeheer in de binnen- en buitengedijkte gebieden. In de afgelopen jaren zijn de kaarten ook bruikbaar gebleken voor andere aspecten van de ruimtelijke planning zoals inrichting en herinrichting van de uiterwaarden, natuurontwikkeling in en buiten de uiterwaarden, dijkverbetering, zanden kleiwinning en archeologische prospectie.

Zandbanen en veiligheid van dijken

Het belang van kennis over de aanwezigheid van zandige afzettingen in het rivierengebied wordt onmiddellijk duidelijk, wanneer men op de kaart het voorkomen van kolkgaten ontstaan door dijkdoorbraken vergelijkt met het voorkomen van zandbanen.



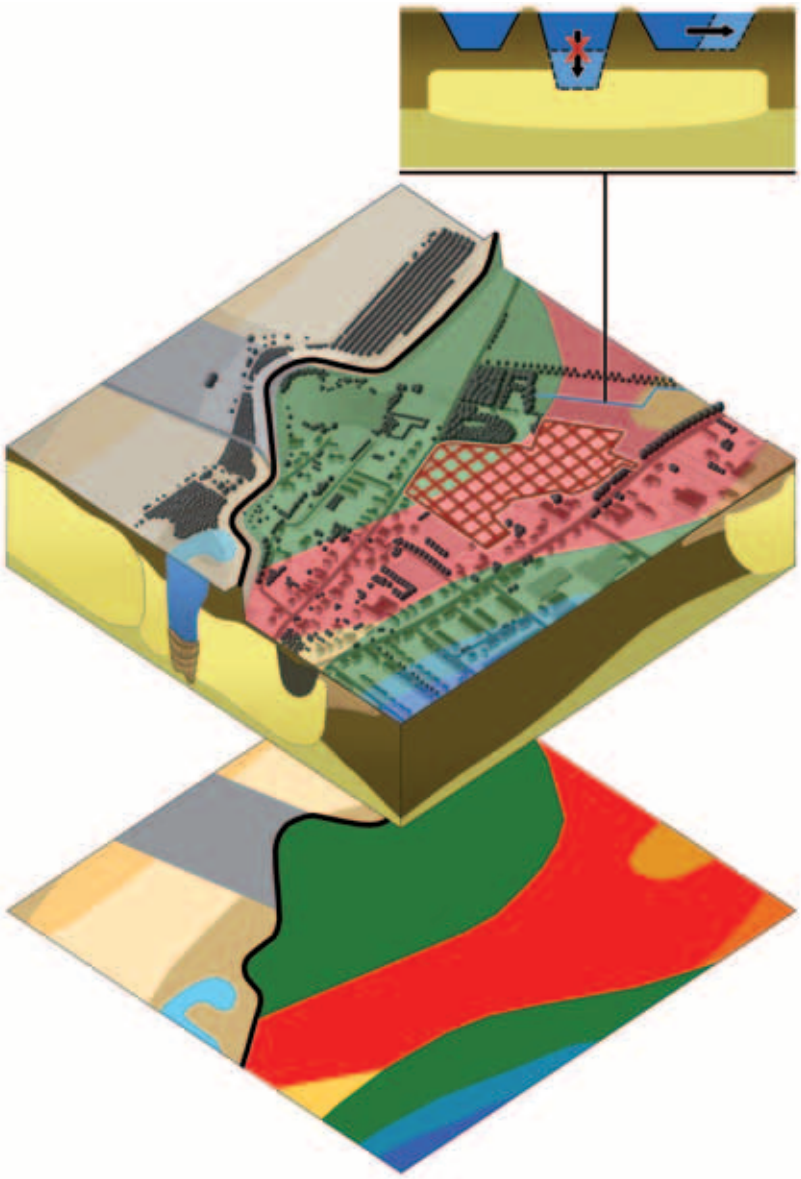
Figuur 1 Voorbeeld: Zand in Banen en kolkgaten langs dijken.

De kolkgaten ('wielen', 'waaien') blijken vrijwel uitsluitend voor te komen op plaatsen waar de dijken zandige stroomgordels in de ondergrond kruisen. Dit zijn de plaatsen waar bij hoge rivierwaterstanden kwel vanuit de uiterwaarden naar de polders optreedt. In ongustige gevallen treedt hier het hydrologische proces 'piping' op: sterke grondwaterstroming in zandige lagen direct onder de dijklichamen tijdens een hoogwater. Boven zandbanen kunnen de dijken hierdoor ondermijnd raken als de kwelstroom zand meevoert, met een dijkdoorbraak en de vorming van een kolkgat tot gevolg. Dit is in het verleden op veel locaties langs de rivierdijken gebeurd, bijboorbeeld het wiel bij kasteel Loenen (Slijk-Ewijk, Over-Betuwe) langs de Waal in is in het jaar 1809 op deze wijze ontstaan (Fig. 1).

In 1995 is tijdens de periode van extreem hoogwater in de grote rivieren en de gedeeltelijke evacuatie van bewoners in het rivierengebied op basis van de zandbanenkaart een inventarisatie uitgevoerd van de locaties waar een verhoogd risico voor dijkdoorbraak was. Tegenwoordig is de zandbanenkaart een belangrijke bouwsteen in het proces van ontwerp en toetsing van de primaire waterkeringen van bijvoorbeeld het waterschap Rivierenland. Het gaat daarbij om het voorkomen van het optreden en 'piping'. In de dagelijkse praktijk is het beschikbaar zijn van gedetailleerde informatie van de opbouw van de bodem dan ook een belangrijke schakel in het proces van ontwerp en toetsing van waterkeringen.

Zandbanen en ontwatering van polders

Kennis van de aanwezigheid van zandbanen is ook voor het oppervlaktewatersysteem in de polders van belang, bijvoorbeeld bij inrichting en (groot) onderhoud aan het netwerk van watergangen (sloten, weteringen) voor zowel droge als natte omstandigheden.



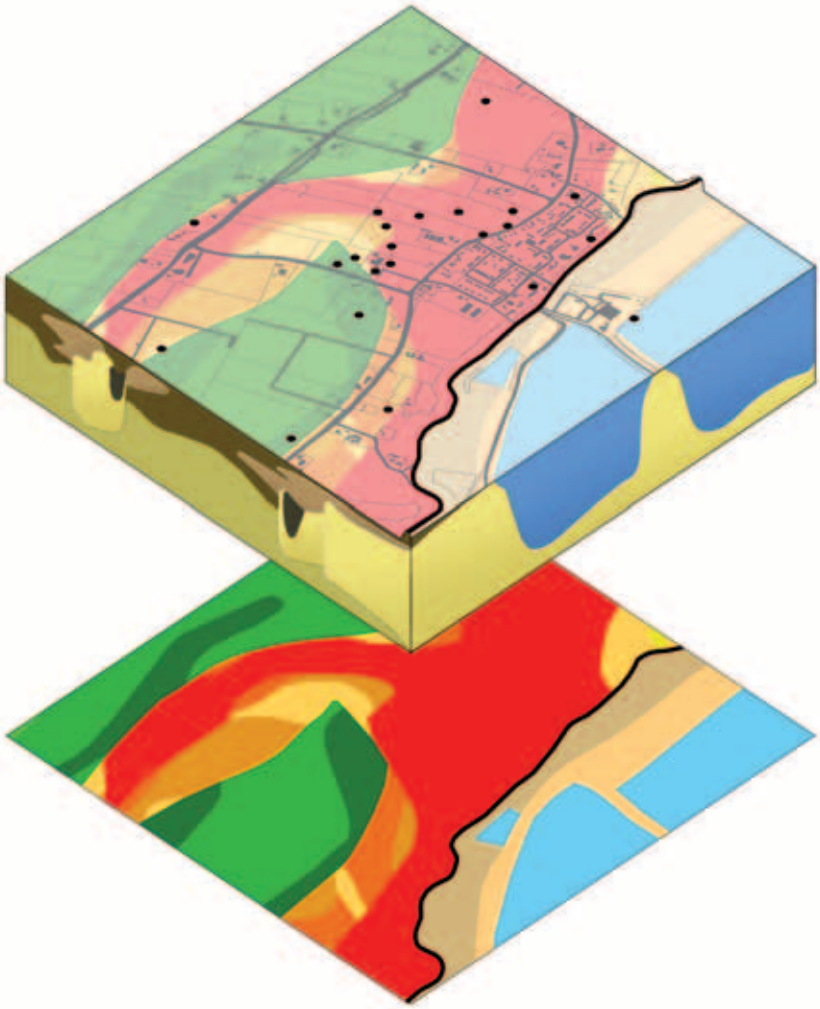
Figuur 2 Voorbeeld: Zand in Banen en bemaling van het binnendijksgebied.

In het binnendijkse gebied in Figuur 2 geeft de kaart een zandbaan op geringe diepte weer. De top van het zand wordt al bereikt in de eerste meter onder maaiveld (rood), terwijl in de omgeving het bovenste kleidek tot 6 meter dik is (groen, blauw). Het is hier voor het waterschap van groot belang dat watergangen niet te diep worden aangelegd, maar binnen het kleidek blijven en geen contact met de zandbaan maken. Omdat de zandbaan in verbinding staat met de uiterwaarden langs de huidige rivier, zou een te diepe watergang in hoogwatersituaties tot een grote hoeveelheid kwel leiden. Als in dergelijke gebieden de ontwatering moet worden verbeterd, dienen watergangen bij voorkeur te worden verbreed en niet te worden verdiept (inzet Fig. 2). Ook tijdens droge situaties is de afsluitende werking van een kleilaag onder een watergang van grote invloed. Hierdoor kan de stand van het oppervlaktewater in een peilgebied eenvoudiger op het gewenste niveau worden gehouden.

Ook in uitbreidende stedelijke gebieden is de opbouw van de bodem bij inrichtingsvraagstukken van belang. Bijvoorbeeld bij graafwerkzaamheden bij de aanleg van cunetten, funderingen en kelders, maar ook bij het plannen van (regen)waterberging in een nieuwe wijk (gearceerd in Fig. 2). Als een te dunne kleilaag aanwezig is, kan het voorkomen dat de bodem van een waterpartij opbarst. Als er verbinding wordt gemaakt met de zandbaan onder de kleilaag, kan dit van tijd tot tijd leiden tot grote hoeveelheden kwel en sterke wegzijging, wat het handhaven van het gewenste peil bemoeilijkt.

Zandbanen en archeologie

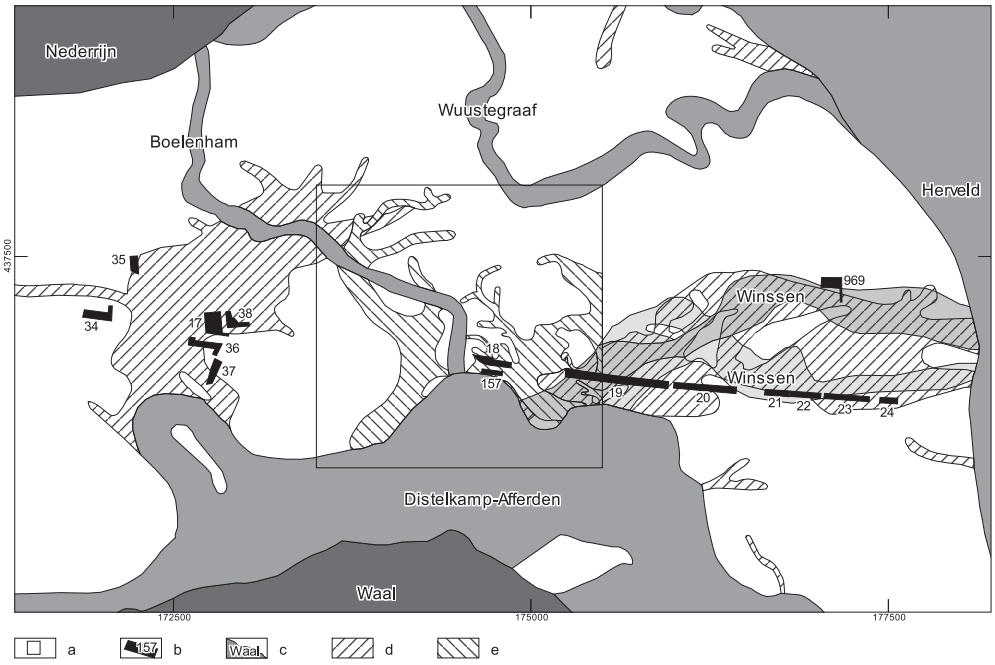
De archeologische sector is een derde belangrijke gebruiker van de kaarten. De bescherming van archeologisch erfgoed bij ruimtelijke ingrepen is sinds 1992 wettelijk vastgelegd. Het effectief uitvoeren van de wettelijk vereiste archeologische prospectie bij iedere ruimteliijke ingreep vereist goede kaarten van de gesteldheid van de ondergrond. In de afgelopen decennia is de kennis van de prehistorische bewoning van het rivierengebied sterk toegenomen (‘De oogst van Malta’; bijvoorbeeld Arnoldussen, 2008; Van Beek, 2009).



Figuur 3 Voorbeeld: Zand in Banen en archeologische vondsten.

Archeologische onderzoeken bestrijken meestal enkele percelen. Het is van belang de opgravingslocaties in groter ruimtelijk verband te plaatsen.
Het vaststellen van de ligging ten opzichte van toenmalige geulen is daarbij belangrijk. Figuur 3 (IJzendoorn, Over-Betuwe) toont dat archeologische vondsten met name op zandbanen voorkomen. De afgebeelde zandbaan is gevormd door voorlopers van de Waal. De rivier was in dit gebied actief tussen ~1000 v. Chr en 100 n. Chr. Daarna was dit een relatief hoog deel langs de oever van de Waal, dat tot op heden wordt bewoond.
Tijdens archeologisch onderzoek is het streven, mede omwille van tijdsinspanning en kosten, niet iedere nieuw vastgestelde vindplaats ook volledig op te graven. Vernietiging zonder opgraving dient in ieder geval voorkomen te worden. De kaarten in ‘Zand in Banen’ geven de diepteligging van zandbanen aan, waarmee adviesbureaus kunnen inschatten of aantasting verwacht kan worden en of ontwijken bij de uitvoering van een project een mogelijkheid is. Op deze manier blijft archeologisch erfgoed beschermd en bewaard voor toekomstige generaties.

Bewoning in het rivierengebied beperkte zich niet tot de oevwallen van de grootste systemen. De toppen van rivierduinen zijn gedurende de vorming van de delta steeds de hoogste gebiedsdelen geweest en daardoor rijke vindplaatsen. Ook de zandiger oeverwal- en crevassesystemen naast de eigenlijke zandbanen zijn deels bewoond geweest. De kaarten van Zand in Banen geven deze dunne zandlagen apart aan. Dit is onder ander bij de aanleg van de Betuwelijn van nut gebleken (Fig. 4) en lijkt ook langs de IJssel een punt van belang.

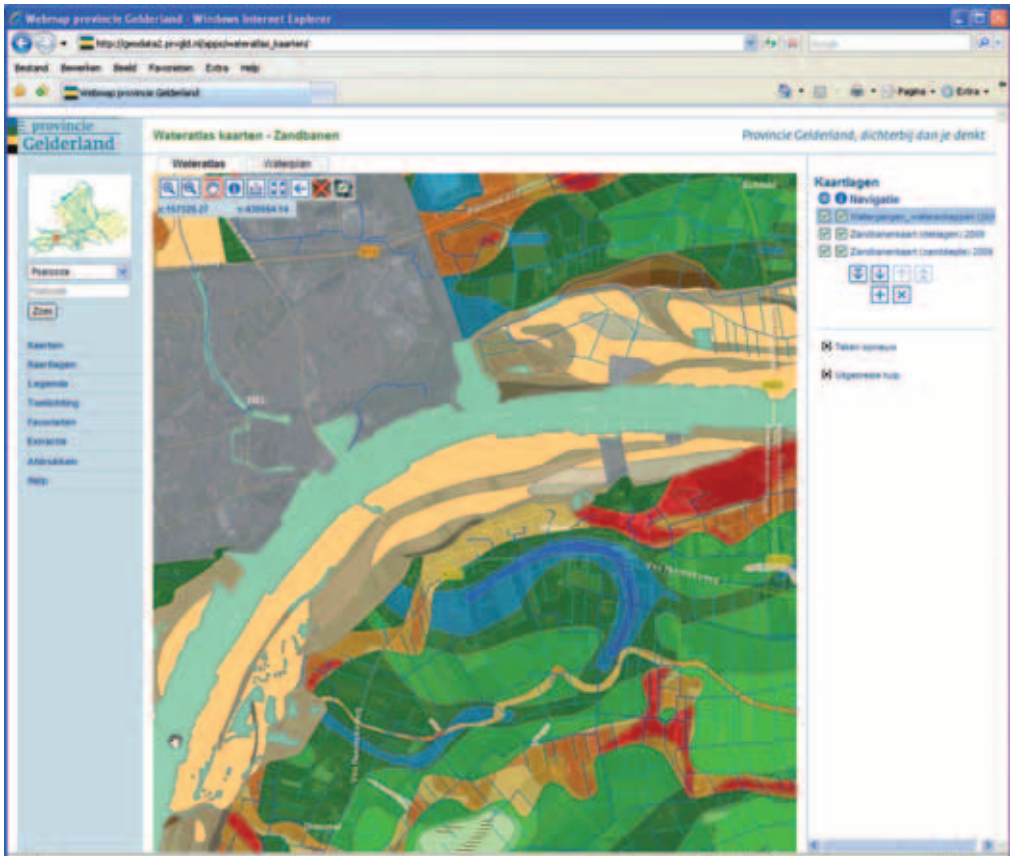


Figuur 4 Toepassing Zand in Banen (eerste en tweede druk) in de archeologie langs het Betuwelijntracé bij Dodewaard (Arnoldussen, 2008: Appendix VI). Legenda:
a) gebied detailstudie, b) profielsleuven, c) zandbanen met naamgeving (Berendsen & Stouthamer, 2001), d) zandige crevasse-complexen; e) aanvullende detailkartering crevasse-complex.

Ontsluiting van de informatie

Er is bij de derde druk afgezien van het andermaal drukken van de complete kaartserie / atlas zoals bij de vorige edities het geval was. Digitale verspreiding vergemakkelijkt het uitbrengen van toekomstige verbeterde versies. In plaats daarvan is aan de gedrukte versie van deze toelichting een CD-ROM met een digitale versie van de kaarten bijgesloten (digitaal supplement, december 2009). Bekijken, afdrukken en exporteren van uitsnedes uit de zanddieptekaart is ook mogelijk via internet (Fig. 5). De kaart is opgenomen in de digitale wateratlas van de provincie Gelderland:

Wateratlas URL: http://www.gelderland.nl/wateratlas
Kaartlaag in de wateratlas: Kaarten : Watersysteem-Geologie : Zandbanen



Figuur 5 Schermafdruk van de zanddieptekaart in Wateratlas Gelderland.

Drie opvolgende edities

Door Gedeputeerde Staten van Gelderland werd in 1991 aan de toenmalige Faculteit Ruimtelijke Wetenschappen van de Universiteit Utrecht (afdeling Fysische Geografie) de opdracht verstrekt een zanddieptekaart te vervaardigen van het rivierengebied in Midden-Nederland, voor zover gelegen binnen de provincie Gelderland. Een deel van deze opdracht werd medegefinancierd door Waterleiding Maatschappij Gelderland, tegenwoordig Vitens Gelderland.

Eerste zandbanenkaart: Betuwe, Land van Maas en Waal, Bommelerwaard

De geproduceerde atlas was gebaseerd op tot dan toe beschikbare boorgegevens, verzameld door studenten van de opleiding Fysische Geografie aan de Universiteit Utrecht in de periode 1981-1993, onder leiding van Dr. H.J.A. Berendsen. Uitgaande van de toen circa 100.000 beschikbare boorbeschrijvingen in de database van de Universiteit Utrecht, werden de 'zandbanen' in het Gelders rivierengebied in kaart gebracht. De einddiepte van de aan de kaart ten grondslag liggende (hand)boringen varieert van 2 m tot ca. 10 m beneden maaiveld. De invalshoek bij de interpretatie van de boringen was het voorkomen van dikke (>1 m) zandlagen, die de gebruikers inzicht geven in het lokale ondiepe hydrologische watersysteem. In 1994 werd de kaartenatlas op schaal 1: 25.000 uitgegeven door de provincie Gelderland (Berendsen, Faessen & Kempen, 1994).

Tweede zandbanenkaart: uitbreiding met uiterwaarden, Liemers, Ooijpolder

In de periode 1994-2001 kwamen nieuwe boorgegevens beschikbaar die het mogelijk maakten de zanddieptekaarten aan te vullen met onder meer de Liemers, de Ooijpolder en de uiterwaarden van Waal, Nederrijn-Lek en de Maas. De uiterwaarden werden door Hesselink gekarteerd, parallel aan de uitvoering van haar promotieonderzoek (Hesselink, 2002). In 2001 is de toelichting en bijbehorende set losse kaartbladen op schaal 1:25.000 door de provincie Gelderland uitgegeven (Berendsen, Faessen, Hesselink & Kempen, 2001).

Derde zandbanenkaart: uitbreiding met Gelderse IJssel, IJsseldelta, Oude IJssel

In de periode 2001-2008 kwamen nieuwe, vlakdekkende hoogtegegevens met centimeterresolutie beschikbaar in de vorm van het Actueel Hoogtemodel Nederland (AHN v.1, dd.2005, (c) Rijkswaterstaat-AGI, www.ahn.nl). Dit maakte het mogelijk in een beperkt aantal jaren het IJsseldal (incl. Oude IJssel) en de IJsseldelta op basis van grondboringen en patronen in het gedetailleerde maaiveldhoogtebeeld te karteren en de zanddieptekaarten andermaal uit te breiden.

In 2004 werd door de provincie Gelderland de opdracht tot vervaardiging van een zanddieptekaart van de Gelderse IJssel verstrekt aan de Faculteit Geowetenschappen, Universiteit Utrecht. Dr. H.J.A. Berendsen was projectleider tot aan zijn pensionering in 2005, waarna Dr. E. Stouthamer het projectleiderschap overnam. Berendsen bleef tot zijn overlijden in mei 2007 betrokken bij de IJsseldalkartering, als organisator van het studentenveldwerk, voor inhoudelijk advies en als contactpersoon naar de provincie. Dr. K.M. Cohen voerde de kartering en geomorfologische analyse van het Gelderse IJsseldal inhoudelijk uit, herzag de karteringsmethodiek en actualiseerde de documentatie bij de eerdere zanddieptekarteringen. Dr. W.Z. Hoek voerde de kartering en geomorfologische analyse van het Oude IJsseldal inhoudelijk uit. A. van Hoesel MSc. was technisch assistent bij de voltooiing van het kaartproduct en de productie van de overzichtskaarten in Deel II (Juli-Oktober 2009). De uitvoering van het onderzoek in het nieuw te karteren gebied liep parallel aan onderwijsactiviteiten met BSc en MSc studenten. De uitvoering bestreek vijf veldseizoenen, van 2005 tot en met 2009.

In 2009 is besloten de oorspronkelijke kartering voor het Gelderse Rivierengebied (dd. 1994, zie boven) volledig te herzien. Het kaartbeeld is in overeenstemming gebracht met de thans beschikbare boorgegevens (Tabel 1a) en de uit het AHN afgeleidde patronen, volgens de in 2005-2009 ontwikkelde methodiek. Dr. K.M. Cohen en R.J.J. Quak MSc voerden de herziening uit.

Herziening van de legenda

Met de gebiedsuitbreidingen werd een steeds breder spectrum aan rivierlandschappen bestreken. De uitbreiding van de zanddieptekartering met de gebieden in de Uiterwaarden vereisten in 2001 herziening van de kleurindeling van de legenda, en de uitbreiding met het dal van de Gelderse IJssel vereiste andermaal uitbreiding van de legenda. Er is een belangrijk verschil in de opbouw van de ondergrond in het IJsseldal en de opbouw in het rivierengebied. Waar in polders als de Neder-Betuwe de zandbanen veelal meters dikke pakketten klei doorsnijden, is het kleidek langs de IJssel over grote afstand slechts tot een enkele meter dik. Dit is het gevolg van overgeërfd reliëf van dagzomende afzettingen uit de laatste ijstijd en de geologisch zeer jonge ouderdom van de rivier de IJssel als noordwaartse aftakking van de Rijn. De geheel herziene legenda bij de derde druk levert voor beide gebieden een bruikbaar zanddiepte-kaartbeeld.

In het Rivierengebied en in het IJsseldal is het pleistocene oppervlak in het Holoceen door deltaïsche pakketten veen en overstromingsklei bedekt geraakt, maar dit pakket en het begraven oppervlak worden door een complex netwerk van zandbanen van holocene riviertakken doorsneden. De hoogteligging van de top van de diverse zandbanen varieert ten gevolge van vroegere geulverplaatsingen en verschillen in ouderdom tussen zandbanen. De zanddieptekaart maakt naast onderscheid in zanddiepte ook onderscheid tussen beddingafzettingen die in de bedijkte situatie zijn afgezet (in de jongste ~800 jaar, binnen uiterwaarden) en de oudere holocene zandbanen (in tegenwoordig binnengedijkte polders), die voor de bedijking onder natuurlijker omstandigheden zijn ontstaan.

De legenda maakt onderscheid tussen gebieden met beddingzand van holocene rivieren (zandbanen) respectievelijk pleistoceen zand als eerste waterdoorlatend pakket. Laatst genoemde gebieden worden verder onderverdeeld op aanwezigheid van positief reliëf door windafzettingen uit het eind van het Pleistoceen, danwel het ontbreken daarvan. Dit laatste is het geval in de gebieden waar in de overgangsperiode van Pleistoceen naar Holoceen rivieren en beken stroomden (Laat Glaciaal en Vroeg Holoceen, 15.000-11.500 resp. 11.500-8.500 jaar geleden).

2 Vervaardiging van de kaarten

Op de kaart is de zanddiepte weergegeven ten opzichte van het maaiveld. De grenzen van de zanddiepteklassen van het rivierzand van de (holocene) stroomgordels zijn gelegd op hele meters onder maaiveld, met een extra klassegrens op 1,5 m -mv. In de komgebieden is de diepteligging van de pleistocene zandondergrond (c.q. de dikte van de holocene deklaag) weergegeven, wederom in hele meters onder maaiveld. Er zijn verschillen in de karteringsmethoden bij de verschillende drukken doordat nieuwe gegevensbronnen en digitale verwerkingstechnieken zijn opgekomen en ingezet.

De huidige versie van de zanddieptekaart geeft voor het IJsselgebied (uitbreiding) en de polders van het Rivierengebied (herkartering) de inzichten tot-en-met 2009 weer. Voor de uiterwaarden en het oosten van het Land van Maas en Waal waren geen nieuwe boorgegevens voorhanden en is het kaartbeeld ongewijzigd overgenomen uit de vorige drukken (dd. 1994 en 2001).

Karteringen ten behoeve van de eerste en de tweede druk

H.J.A. Berendsen, E.L.J.H. Faessen, A.W. Hesselink, J. Gerritsen, K.M. Cohen

De kartering van het binnendijkse deel van het Gelders rivierengebied is oorspronkelijk uitgevoerd voor zes deelgebieden: Bommelerwaard, Land van Maas en Waal, Over-Betuwe, Neder-Betuwe en Tielerwaard (E.L.J.H. Faessen, medio 1994) en Ooijpolder (E. Stouthamer, medio 1997). In 1998-1999 werden als onderdeel van het promotieonderzoek van A.W. Hesselink (2002) de uiterwaarden van Nederrijn-Lek, Waal en Maas toegevoegd en de legenda hiertoe aangevuld en uitgebreid. Verder werden de beschrijvingen van de deelgebieden in overeenstemming gebracht met de gegevens en inzichten volgens Berendsen & Stouthamer (2001), toen het meest actuele en complete overzicht over de kennis van de holocene ondergrond in het rivierengebied. De karteringen voor de eerste en tweede druk zijn uitgevoerd op schaal 1:10.000 (dichtheid van boorgegevens veelal >50 boringen per km2; Tabel 1a) en de kaarten zijn vervolgens fotografisch verkleind naar schaal 1:25.000. Dit kaartbeeld is overgenomen op betekenbare film met de Topografische Kaart van Nederland (schaal 1:25.000), geproduceerd als lichtdruk en ingekleurd. De provincie Gelderland heeft de kaarten vervolgens gedigitaliseerd en verwerkt tot een atlas in kleurendruk (1994) en tot een losbladige atlas in kleur (2001), met een herziene legenda en bladen conform de indeling van de Topografische Kaart van Nederland.

Als gevolg van het stap voor stap uitbreiden van de kartering op analoge wijze door meerdere auteurs, bestond de digitale versie van de zandbanenkaart (J. Gerritsen, 2001-2002) na oplevering van de tweede druk uit vijf kaartlagen: (i) binnendijkse zanddiepte, (ii) overlaylaag met ingeschakelde storende lagen (‘crevasses’), (iii) een overlay-laag met het voorkomen van rivierduinzand, (iv) zanddiepte in de uiterwaarden, en (v) een overlay-laag met het voorkomen van pleistoceen zand binnen de uiterwaarden. Ten behoeve van de derde druk en verspreiding op CD-ROM in een hanteerbaar formaat is besloten de vijf kaartlagen tot één kaartlaag samen te voegen. Waar de kaartlagen (i) en (iv) onderling iets overlapten of net niet aansloten is dit handmatig gecorrigeerd (K.M. Cohen, 2005-2008).

Karteringen ten behoeve van de derde druk

K.M. Cohen, R.J.J. Quak, A. Van Hoesel, E. Stouthamer, W.Z. Hoek, H.J.A. Berendsen †

Het gebruik van GIS sinds de eerste druk sterk ontwikkeld en zijn veel meer boorgegevens en ondersteunende gegevens zoals de AHN visualisaties beschikbaar dan begin jaren '90. Er is een nieuwe karteringsmethodiek ontwikkeld waarbij zo optimaal mogelijk van de nieuwe technieken gebruik is gemaakt, zowel tijdens het uitvoeren van het veldwerk als bij het verwerken van gegevens tot de digitale kaart. De uitvoering van het onderzoek in het nieuw te karteren gebied (Gelderse IJsseldal, IJsseldelta, dal van de Oude IJssel) liep parallel aan onderwijsactiviteiten met BSc en MSc studenten (2005-2009). De karteringsmethodiek is ontwikkeld en vervolmaakt in deze periode. Vervolgens is zij ook ingezet om de bestaande kartering voor de polders van het Rivierengebied te herzien.

De kartering van het nieuwe gebied is fasegewijs, gekoppeld aan het inwinnen van boorgegevens, van zuid naar noord voor vier kaartbladen uitgewerkt: (i) Arnhem - Zutphen - Doetinchem - Zevenaar; (ii) Zutphen - Deventer - Twello - Voorst; (iii) Fortmont - Zwolle - Hattem – Heerde; (iv) Zwolle - Elburg - Kampen - Genemuiden (K.M. Cohen, 2005-2008), (v) Zutphen-Deventer en Ulft-Doetinchem (K.M. Cohen, A. van Hoesel, W.Z. Hoek, 2009). Reeds beschikbare karteringen voor delen van de Liemers (E. Stouthamer, 1997) en de uiterwaarden langs de Gelderse IJssel tussen Arnhem en Doesburg (A.W. Hesselink, 1998-1999) werden hierbij volledig herzien (K.M. Cohen, 2005; 2008).

De kaarten zijn, uitgaande van de boorgegevens, opgenomen op schaal 1:10.000. De boringen van Utrechtse studenten zijn aangevuld met openbaar beschikbare boringen via www.dinoloket.nl (TNO Bouw & Ondergrond, voormalige Rijks Geologische Dienst) en in een GIS omgeving toegankelijk gemaakt. Kwaliteitscontrole van de gegevens vond plaats tijdens de studentenveldwerken (K.M. Cohen, E. Stouthamer, W.Z. Hoek en assistenten; 2005-2009). In 2009 zijn ook studentassistenten ingezet om aanvullend boringen te verrichten ter completering van zanddieptekaart (Ph. Minderhoud, J. van Dijk, T. de Haas, S. Holstege, J. de Vries, e.a.). De zanddieptekartering is gecombineerd uitgevoerd met de geomorfologische en geologische kartering van het gebied (Gelderse IJssel: K.M. Cohen, 2005-2009; Oude IJssel: W.Z. Hoek, 2005-2009). Het kaartbeeld vat nieuw verkregen data en inzichten uit veldwerk samen, waarbij ook gebruik gemaakt is van literatuurgegevens en informatie-uitwisseling met collega-onderzoekers uit de academische wereld en de archeologische en fysisch geografische beroepspraktijk (o.a. Sass-Klaassen & Hanraets, 2006; Busschers e.a., 2007; Makaske e.a., 2008; Volleberg & Stouthamer, 2008ab; Van Geel (UvA), Van Zijverden (ADC); Willemse (RAAP); Tebbens (BAAC); Schorn (Synthegra); Ten Broeke (Econsultancy), Fermin & Groothedde (gem. Zutphen), Vermeulen (gem. Deventer)). De gebruikte oudere literatuurgegevens betreffen vooral bijproducten van bodemkarteringen t.b.v. ruilverkavelingen in de jaren '50-'70 (Liemers, Oude IJsselgebied en veengebieden in de polders Oldenbroek en Mastenbroek nabij de IJsseldelta).

Voor het begrenzen van geomorfologische en geologische landschapseenheden is het AHN gebruikt (5x5 m grid, versie 2005; Rijkswaterstaat-AGI; http://www.ahn.nl). De begrenzing van de eenheden op de zanddieptekaart is afgeleid van de geomorfologische/geologische interpretatie, met medeneming van het verloop in maaiveldhoogte volgens het AHN (Berendsen & Volleberg, 2007). De zanddiepte op boorlocaties is afgeleid uit de boorbeschrijvingen, gebruikmakend van speciaal voor het LaagLandGenese onderzoek door de Universiteit Utrecht ontwikkelde software (LLG'93 & LLGINFO, C. Wesseling, 1996-2001: Berendsen e.a. 2007; DINO2LLG, A. Berendsen, 2005; LLG 2008, K.P. Volleberg: Cohen & Volleberg, 2008).

Het zanddiepte-kaartbeeld in lijnen en vlakken is per deelgebied in eerste instantie op papier geïnterpreteerd (K.M. Cohen 2005-2008; A. Van Hoesel, K.M. Cohen, W.Z. Hoek, 2009; R.J.J. Quak, K.M. Cohen, 2009-2010). Hierbij is uitgegaan van schaal 1:25.000 plots van

boorlocaties met bijbehorende zanddiepte op AHN ondergrond. Waar het herziening van eerder gekarteerde gebieden betrof werden bestaande zandbaanbegrenzingen meegeplot. De begrenzingen op de zanddieptekaart zijn de weerslag van het geologisch-geomorfologische interpretatieproces. De digitale catalogus met grondboringen werd tijdens de interpretatie op het scherm geraadpleegd, maar het vastleggen van grenzen is gebeurd door het intekenen daarvan op papier. De zanddieptecontouren binnen de zandbanen zijn steeds na het vaststellen van zandbaanbegrenzingen ingetekend, in overeenstemming met de legenda (Hs 4) en ontstaanswijze (Hs 5). Het AHN-beeld is daarbij op de achtergrond gebruikt, zodat zandbaangrenzen en dieptecontouren daarbinnen, waar het natuurlijke patronen in maaiveldshoogte betreft, deze terreinvormen volgen.

In deze workflow ontvouwt het kaartbeeld zich in eerste instantie van boring tot boring in kleur op papier en wordt iedere grenslijn tenminste eenmaal met potlood geschetst voordat tot digitaal vastleggen wordt overgegaan. Met digitaliseren werd pas na enige bezinkingstijd begonnen. De grenzen zijn direct op het scherm gedigitaliseerd, opnieuw met de boorpuntlocaties en het AHN-beeld en begrenzingen volgens eerdere kartering als onder¬grond. Deze stap is steeds uitgevoerd door de oorspronkelijke karteerder. Dit komt de kwaliteit van het product aanzienlijk ten goede ten opzichte van interpretatie-op-het-scherm en digitalisatie als één geïntegreerde stap.

Bij vergelijking van de huidige kaartbeelden met de kaartbeelden uit eerdere drukken zijn voor de polders van het Rivierengebied afwijkingen te constateren. Deze afwijkingen zijn terug te voeren op de nog relatief beperkte set boorgegevens die in 1993 beschikbaar was, op het tot 2003 nog niet voor handen zijn van het AHN als aanvullende gegevensbron, en op het in de jaren ’90 nog beperkte inzicht in de genetische verschillen tussen de delta in de Over-Betuwe en Liemers en de delta in de gebieden verder benedenstrooms.

Overzichtskaarten voor deelgebieden

In Deel II van deze toelichting zijn overzichtskaarten opgenomen voor de in Hoofdstuk 6 en 8 besproken deelgebieden. In de overzichtskaarten is de zanddieptekaart weergegeven volgens de herziene legenda (Hs 3). In een tweede overzichtskaart is de maaiveldhoogte weergegeven, voor vergelijkingsdoeleinden. Grote waterlopen, hoofdwegen en spoorwegen en in de tekst genoemde plaatsen zijn ter oriëntering opgenomen. De opgemaakte kaarten zijn ook op de CD-ROM opgenomen (.pdf).

In de maaiveldhoogtekaarten is uitgegaan van het AHN-1 hoogtebestand (5x5 m cel grootte, cm-resolutie, dm-precisie, versie 2005) van Rijkswaterstaat-AGI. Voor het Niederrhein gebied is dit bestand aangevuld met een vergelijkbaar product (10x10 m celgrootte; DGM-5; Landesvermessungsamt Nordrhein Westfalen; medio 2005). Het hoogtebeeld voor het rivierengebied heeft een andere kleurschaal dan het hoogtebeeld van zandgebied. De grens tussen rivierengebied en zandgebied stemt overeen met de kartering van Berendsen & Stouthamer (2001), voor het IJsseldal uitgebreid met de gegevens van de zanddieptekaart.

Delen van de delta in de provincies Utrecht, Noord-Brabant en Zuid-Holland vallen buiten het Zand in Banen onderzoek. Hier ontbreken vooralsnog kaarten die de zanddiepte binnen zandbanen weergeven, maar de begrenzing van de zandbanen is er wel bekend (Berendsen & Stouthamer, 2001; Berendsen e.a., 2007). Om de overzichtskaarten te completeren zijn laatstgenoemde kaarten gebruikt. Met grijstinten zijn de stroomgordels uit de jongste 5000 jaar, waarvan de zandbanen op geringe diepte onder het maaiveld voorkomen, van dieper gelegen oudere stroomgordels en komgebieden onderscheiden.

In de gebruikspraktijk zal het vaak wenselijk zijn nader op het kaartbeeld te kunnen inzoomen. Hiervoor wordt verwezen naar de eerder genoemde Wateratlas op Internet en naar de gegevensbestanden in diverse formaten op de CD-ROM.

Overblijvende karteeruitdagingen in de delta

Met het uitkomen van deze zanddieptekaart is het gehele Gelderse rivierengebied gekarteerd. Voor delen van het rivierengebied in Noord-Brabant (Maaskant, Land van Heusden en Altena), Utrecht (Kromme Rijngebied, Lopikerwaard, Oude Rijngebied, Vecht) en Zuid Holland (Oude Rijngebied, Alblasserwaard, Krimpenerwaard, Biesbosch) kunnen volgens dezelfde systematiek en uitgaande van hetzelfde type basisgegevens zanddieptekaarten worden gemaakt. Daarvoor zouden nog slechts beperkt aanvullende karteerwerkzaamheden nodig zijn. Naast de patronen uit het AHN en de zanddiepte uit UU-boringen, verdient het aanbeveling daarbij ook van andere beschikbare databases aan zanddieptegegevens gebruik te maken: aanvullende bestanden van boringen, en in het westen ook van sonderingen.

De hiertoe benodigde databestanden, kennis en het inzicht in de stratigrafische opbouw is in de afgelopen jaren door diverse betrokken kennisinstituten verder op orde gebracht (Universiteit Utrecht, TNO B&O, Deltares, Alterra WUR) en wordt steeds effectiever gebundeld. Het ligt in de lijn der verwachting dat in komende jaren het zanddiepte-kaartbeeld ook voor de rest van het rivierengebied in het kader van de ondergrondmodellering herzien en gedetailleerd zal worden (GeoTop project TNO B&O / Deltares Bodem en Grondwatersystemen).

Sinds 2001 zijn naast zanddieptekaarten, ook kaarten met de ouderdom van zandbanen beschikbaar. De exacte ouderdom van individuele zandbanen is niet zozeer voor waterhuishoudkundige toepassingen van belang, maar wel voor gebruik in, bijvoorbeeld, archeologische onderzoeken en voor processtudies naar erosie en sedimentatie op landschapsschaal. Berendsen & Stouthamer (2001) geven ouderdommen voor de zandbanen van de laatste 7000 jaar. Deze ouderdommen zijn voor iedere zandbaan individueel gedocumenteerd (zie ook Hs 5: Fig. 14).

Sinds 2001 is in delen van het gebied aanzienlijke vooruitgang geboekt wat betreft de datering van oudere afzettingen. Dit is te danken aan ontwikkelingen in luminescentie-dateringstechnieken op zandkorrels (‘OSL’, o.a. Wallinga, 2001; Busschers e.a. 2007). Hiervoor zijn tot nu toe vooral in het benedenstroomse deel van het rivierengebied gericht monsters verzameld (Busschers, 2008). In het Gelderse Poortgebied en het IJsseldal wachten zowel holocene als pleistocene rivierafzettingen nog op een geïntegreerde studie betreffende de ouderdom van de verschillende terrasniveaus, met een onderzoeksaanpak die uitstijgt boven gelegenheidsbemonstering. Het onderzoek Zand in Banen biedt een startpunt voor dergelijk onderzoek, gericht op verdere lithologische en chronologische onderverdeling van de rivierafzettingen en daarmee een verbeterd inzicht in de dynamiek van rivier en landschap in de laatste ijstijd en het Holoceen (W.Z. Hoek e.a., UU, NCL, TNO, Deltares).

3 Basisinformatie

Boorbeschrijvingen en terreinwaarnemingen

De boringen in het archief van het veldwerk Laaglandgenese (LLG, Faculteit Geowetenschappen, Universiteit Utrecht) gaan tot een diepte van minimaal 2 m onder het maaiveld. Meestal is de boordiepte aanzienlijk groter (gemiddeld 3-4 m). Bij de karteringen in het rivierengebied zijn er twee parameters die, wat betreft het gebruik van archiefgegevens, het bruikbare percentage boringen bepalen. Dit zijn (1) de diepte van de pleistocene ondergrond en (2) de breedte van de holocene zandbanen t.o.v. de totale breedte van de delta. Boringen die specifiek ten behoeve van zanddieptekartering gezet zijn reiken vrijwel allemaal tot in de top van de zandpakketten, van boringen die voor andere doeleinden gezet zijn is een percentage bruikbaar voor de zanddieptekartering. Boringen van enige meters diep, die de top van het zand niet bereiken, geven wel informatie over de begrenzing van zandbanen.

In het Gelders rivierengebied bereikte tenminste 20 % van de boringen de pleistocene zandondergrond. In de Liemers, het Oude IJssel dal en langs de Gelderse IJssel (>80%) en in de IJsseldelta (>75%) reikt het overgrote deel van de boringen tot in de pleistocene ondergrond. Dit is een effect van de toenemende dikte van het holocene pakket richting Noordzee. De pleistocene ondergrond ligt in het rivierengebied van de provincie Gelderland op een diepte variërend van circa 2 m in het oosten tot meer dan 9 m in het westen. Direct langs de Gelderse IJssel en de Oude IJssel ligt de onversneden pleistocene ondergrond meestal 1-2 meter onder het maaiveld, en op grotere afstand dagzoomt het pleistocene zand. In de IJsseldelta benedenstrooms van Zwolle ligt de pleistocene zandondergrond op een diepte van minder dan 2 m onder maaiveld in het zuiden (polder Mastenbroek), tot meer dan 6 m onder maaiveld in de omgeving van het Ketelmeer / Zwarte Meer.

Alle UU boringen zijn met handboorgereedschap verricht (zie Oele e.a., 1973). Het betreft:

- de Edelmanboor (voor de bovenste 100 cm -mv / tot aan de grondwaterspiegel);
- de guts (voor gestoken boringen in klei en veen, tot maximaal 12 m -mv);
- de Van der Staayboor (voor boringen in zand en fijn grind onder de grondwaterspiegel). Deze boor is langs de Gelderse IJssel veelvuldig gebruikt tot ca. 5 m -mv in de jaren 2005-2009, en incidenteel gebruikt voor diepere boringen in zandlichamen (tot 15 m -mv) in de jaren 1980-2009;
- de pulsboor (voor boringen tot 15 m –mv), slechts zeer incidenteel gebruikt.

Het kaartbeeld uit de eerste en tweede druk berust op circa 100.000 boringen, uitgevoerd in de periode 1981-1998, inclusief 6.000 boringen in uiterwaarden verricht in de periode 1974-1998. Het in de derde druk aanvullend gekarteerde gebied langs de IJssel berust op circa 13.000 boringen uitgevoerd in de periode 1996 + 2004-2009, het AHN-beeld en publiek toegankelijke aanvullende boorbeschrijvingen (ca. 6000 bruikbare punten).

Veel zandbanen uiten zich als subtiel welvende ruggen in het terrein en de boringen vonden daarom veelal plaats in raaien dwars op de geomorfologisch vermoedde ligging van de stroomgordels. Bij het uitzetten van boorpunten is een tussenafstand van 100 m als uitgangspunt gebruikt, gebaseerd op eerder opgedane ervaringen en de typische breedte van zandbanen in de Rijndelta (Berendsen, 1982). Met behulp van tussenboringen zijn vervolgens de grenzen van de zandbanen en andere geologische-geomorfologische elementen binnen en tussen de raaien bepaald, tot op minimaal 100 m nauwkeurig. In het Gelders rivierengebied zijn, in het pre-AHN tijdperk, de meeste gebieden twee- à driemaal gekarteerd. Langs de IJssel zijn de gebieden in eenmaal gekarteerd, met medeneming van de landschapsinformatie afgeleid uit patronen in het AHN. De beschikbaarheid van boorgegevens (aantal boringen per km^2) varieert dus binnen het gekarteerde gebied, maar is op zichzelf

geen directe indicator voor de kwaliteit van de kartering of de nauwkeurigheid van de begrenzingen. Berendsen & Volleberg (2007) en Berendsen e.a. (2007) geven verdere uitleg en beschouwingen over de zandbaankartering in de vroegere en de huidige situatie.

Beschrijving van de boorgegevens

De boorgegevens zijn in het veld per decimeter beschreven, waarbij in de boorstaten de volgende gegevens werden genoteerd: Bemonsterde textuur, organische stofgehalte, mediane korrelgrootte van de zandfractie, grindgehalte, koolzure kalkgehalte, kleur, botanische samenstelling, grondwaterstanden, voorkomen van begroeiingshorizonten (laklagen) en andere bijzonderheden (aanrijkingen geoxideerd ijzer, sedimentaire structuren, voorkomen van schelpen, scherven etc.). Voor een volledige beschrijving van de wijze van bemonstering wordt verwezen naar Berendsen & Stouthamer (2001). Figuur 6 geeft een voorbeeld van een deel van een boorstaat.

Boring nr:	Beschreven door:	Jaar:	Groep:	Datum:

coordinaten X - Y / Z (m) / Einddiepte (cm)	Geom. krt	Geol. krt	Bodem krt	Vegetatie krt	Gt
- / /					

Opmerkingen

Diepte	Textuur	Org.	Plr	Kleur	Ox	Grind	M50	Ca	Fe	GW	M	Lkl	STRAT	Overige kenmerken
10														
20														
30														
40														
50														
60														
70														
80														
90														
100														

Figuur 6 Voorbeeld van een deel van een boorstaat.

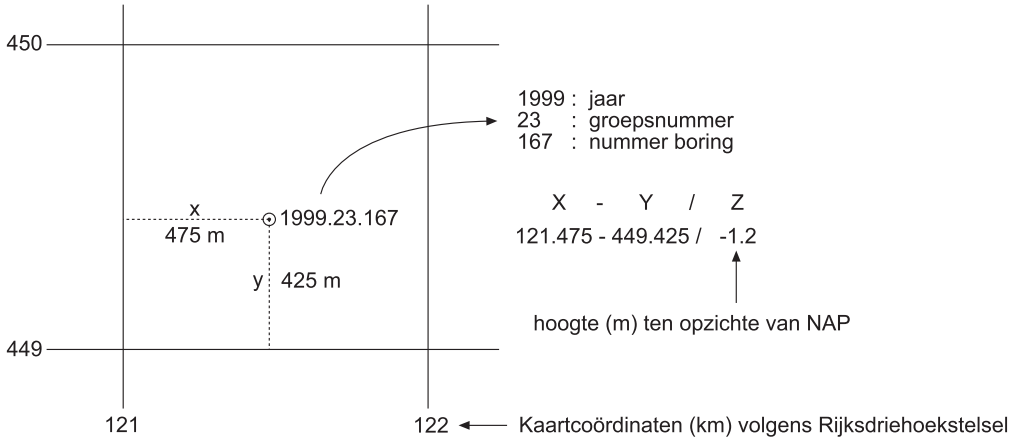
Plaatsbepaling en aanduiding van de boorpunten

In het systeem dat de Universiteit Utrecht hanteert, is de ligging van de boorpunten aangegeven met kaartcoördinaten (in hele meters) volgens het Rijksdriehoekstelsel. Ieder boorpunt heeft verder een uniek nummer, dat bestaat uit het jaartal, een groepsnummer ter identificatie van de uitvoerende en een volgnummer bestaande uit 3 cijfers (Fig. 7).

Vanaf 2000 is bij de plaatsbepaling in het veld gebruik gemaakt van GPS ontvangers (met 1:10.000 topografische kaarten als controle). Daarvoor werd voor positiebepaling primair gebruik gemaakt van perceelscheidingen (sloten, duikers, dammetjes e.d.) zoals aangegeven op topografische kaarten op schaal 1:10.000. De ligging van boorpunten is ten opzichte hiervan uitgepast, met een nauwkeurigheid van 5-10 m. De boorlocaties worden op een veldkaart bijgehouden, waarvan een net versie gearchiveerd wordt. Achteraf zijn de coördinaten zoals opgenomen in de database met boorbeschrijvingen (zie onder), nog met de posities volgens de veldkaart gecontroleerd.

Ook de maaiveldhoogte ten opzichte van NAP (in m, op twee decimalen nauwkeurig) is bepaald. Tot het beschikbaarkomen van het AHN gebeurde dit door aflezing van 1:10.000 hoogtekaarten gebaseerd op waterpasmetingen (1950-1980) uitgevoerd door de Meetkundige Dienst ('MD punten', op decimalen nauwkeurig). Sinds het beschikbaar komen van het AHN, is in het veld gebruik gemaakt van een van het AHN afgeleide hoogtezonenkaart, met de MD punten daaroverheen. De maaiveldhoogtes worden hier in het veld van afgelezen, en

achteraf per boorlocatie in GIS digitaal gecontroleerd. In een beperkt aantal gevallen zijn maaiveldhoogtes met een waterpasinstrument t.o.v. punten met bekende hoogte ingemeten.



Figuur 7 Plaatsaanduiding en nummering van de boorpunten.

Computerverwerking: databaseinvoer en -gebruik

Sinds 1989 wordt bij het opslaan en verwerken van boorgegevens gebruik gemaakt van de computer. In het begin gebeurde dit nog op bescheiden schaal, maar sinds 1992 zijn alle nieuw verzamelde boorgegevens in een computerbestand opgenomen, en oudere boorgegevens voor een belangrijk deel digitaal gemaakt. Het totale boorbestand van de Universiteit Utrecht bestaat uit ca. 230.000 boringen (2009), waarvan er thans 135.000 beschikbaar zijn in digitale vorm, waarvan 100.000 in de provincies Gelderland en Overijssel. Dit aantal neemt jaarlijks met 3000 à 5000 toe. Digitale boorgegevens zijn, afhankelijk van beoogd gebruik, op verzoek onder licentie verkrijgbaar via Dr. E. Stouthamer (contact: e.stouthamer@geo.uu.nl), tegen kosten van verstrekking.

Met behulp van eigen software ('LLG'; Berendsen e.a. 2007; Cohen & Volleberg, 2008) worden de boorgegevens geraadpleegd, geanalyseerd en uitgewisseld in algemeen gangbare digitale formaten (MS-Access databases, ESRI Shapefiles). De software ondersteunt ook het maken van lithologische dwarsdoorsneden als stap naar interpretatie van ontstaanswijze en geologische opbouw. De verwerkingssnelheid van boorgegevens tot kaarten en de mogelijkheden tot analyse in combinatie met andere databestanden zijn sinds het verschijnen van de eerste zanddiepte atlas aanzienlijk toegenomen (vergelijk Hs 2: Kaartvervaardiging 'Eerste en tweede druk' met 'Derde druk'). De LLG software wordt gratis aan derden ter beschikking gesteld, voor veldopnames met grondboringen volgens de UU beschrijfmethode (textuur primair naar De Bakker & Schelling, 1966; 1989; conversie naar NEN-5104 mogelijk), mits nieuw verzamelde gegevens aan de Universiteit Utrecht ter beschikking worden gesteld voor opname in de UU-LLG database (contact: e.stouthamer@geo.uu.nl).

Gegevensdichtheid en nauwkeurigheid van de gekarteerde zanddiepte

De gemiddelde dichtheid aan boringen is aangegeven in Tabel 1. De variabiliteit in boordichtheid binnen de gebieden is echter aanzienlijk. Nabij zandbanen (daarmee worden in deze context de beddingafzettingen in de stroomruggen bedoeld) is de boordichtheid twee tot driemaal groter dan binnen andere eenheden, als gevolg van de boorstrategie die primair het vervolgen en begrenzen van zandbanen als doel had. De begrenzing van op geringe diepte voorkomende zandbanen (<3 m -mv) kan hierdoor in de meeste gevallen tot op 50-100 m nauwkeurig worden weergegeven. Voor zandlichamen die op grotere diepte voorkomen is de nauwkeurigheid van de begrenzingen minder groot (100-200 m) en zijn geulen binnen de zandlichamen veelal niet gekarteerd (zie ook Hs 2: karteereeruitdagingen). Hetzelfde geldt

voor de diepteligging van de pleistocene zandondergrond en smalle met klei opgevulde geulen daarin, de zogenaamde 'restgeulen'. Ligt de stroomgordel/de pleistocene ondergrond beneden 3 m –mv dan is de kans dat dergelijke geulen gemist zijn groot. Voor de kaarteenheden met diepere zandvoorkomens is dien ten gevolge de onzekerheid in diepteligging iets groter dan op basis van gehanteerde intervallen voor zanddiepteklassen alleen verondersteld zou kunnen worden.

Tabel 1a Aantal UU-LLG boringen en boringdichtheid voor deelgebieden van het Rivierengebied van de provincie Gelderland (boringen betrokken bij de actualisatie voor deze derde druk).

Gebied	# boringen[1]	# digitaal beschikbaar	Gemiddelde diepte[2] (m)	# boringen / km²
Land van Maas en Waal*	14.000	5900	3.0	60
Over-Betuwe*	17.500	9000	2.6	70
Neder-Betuwe*	18.000	2200	3.1	80
Bommelerwaard*	12.000	6000	3.7	100
Tielerwaard*	15.000	3800	3.1	80
Ooijpolder*	1.000	1200	2.5	25
Uiterwaarden Waal, Nederrijn-Lek, Maas	6.000	6700	2.8	30

1 Totaal ca. 83.500 boringen + 13.000 boringen in het IJsselgebied (Tabel 1b)

2 Gebaseerd op de digitaal beschikbare boringen. Analoge boringen veelal < 2 m.

* karteringen d.d. 1993 volledig herzien en geactualiseerd met AHN.

Tabel 1b Aantal UU-LLG boringen en boringdichtheid voor de verschillende deelgebieden langs de IJssel, gebruikt bij de gebiedsuitbreiding bij de derde druk.

Gebied (jaar van veldwerk)	# boringen[1]	Gem. Diepte[2]	# boringen/km²
IJsseldal bovenstrooms			
1996 Liemers*	4.000	2.4	18
IJsseldal middendeel			
2005, 2009 Doesburg-Twello/Deventer	2.500	3.5	10
IJsseldal benedenstrooms			
2006 Deventer-Wapenveld	2.500	3.2	14
IJsseldelta			
2007, 2008 Zwolle-Kampen-Genemuiden	3.300	3.5	16
Oude IJsseldal			
2009 Ulft – Doetinchem	660	3.7	5

1 Totaal ca. 13.000 boringen. Het naar verhouding geringer aantal boringen in 2005-2008 (vergelijk Tabel 1a) weerspiegelt teruggelopenstudentenaantallen en aangepaste karteringsmethodiek (beschikbaar komen gegevensbestanden en deelkarteringen van derden).

2 De gemiddelde diepte weerspiegelt de inzet van Van der Staay-boormateriaal in de overwegend ondiep-zandige ondergrond langs de IJssel.

* Kartering d.d. 2001 herzien bij uitbreiding derde druk, zie Hs 2.

4 De legenda van de zanddieptekaarten

Op de kaarten is de zanddiepte weergegeven ten opzichte van het maaiveld volgens de legenda afgebeeld in Figuur 8. De legenda is opgebouwd uit verschillende categorieën die verband houden met de ontstaanswijze (genese) van de afzettingen. Op grond van deze ontstaanswijze is het verloop van de zanddiepte binnen de aangegeven eenheden afgeleid en kan ook de mate van variabiliteit daarin worden afgeschat. Een serie schematische dwars profielen laat de toepassing van de legenda voor het rivierengebied (Fig. 10; Hs 6), voor de uiterwaarden (Hs 7: Fig. 25), en langs de Gelderse IJssel (Hs 8: Fig. 30).

In de legenda zijn hele meters aangehouden als klassengrenzen voor komgebieden, beddinggordels en uiterwaarden. In beddinggordels op geringe diepte is een extra klassengrens op anderhalve meter diepte aangehouden. De diepte van de pleistocene zandondergrond in komgebieden komt overeen met de dikte van de holocene deklaag. Waar de toppen van dekzandruggen en rivierduinen op geringe diepte (< 2 m) voorkomen of boven het maaiveld van de (voormalige) overstromingsvlakte van de rivieren uitsteken is dat met een reeks halftransparante signaturen aangegeven (voorbeelden uitgewerkt in Fig. 10).

Pleistocene zandondergrond

Legenda-eenheden: 20-30, 31, 42, 300-501

In het Gelders rivierengebied en direct langs de Gelderse IJssel kent de pleistocene zandondergrond (legenda-eenheden 20-30; Fig. 8), voor zover het afzettingen van de Rijn en Maas betreft, een relatief vlak verloop. Er is een flauwe helling in stroomafwaartse richting. In deze gebieden bedragen de lokale hoogteverschillen in de top van de rivierafzettingen niet meer dan 1.5 m (2Đ, >95% van de totale spreiding; Autin, 2008). Buiten het voormalige Rijndal vormen windafzettingen (rivierduinen, dekzandruggen) de top van de pleistocene zandondergrond, en kennen een grotere variatie in lokale hoogteverschillen. Ook in de onmiddellijke nabijheid van de stuwwallen, langs de rand van het gekarteerde gebied, is er lokaal een aanzienlijk onregelmatiger reliëf. Aansnijding en ondergraving van de stuwwallen en flankerende afspoelingswaaiers, al dan niet met dekzandruggen er bovenop, hebben gezorgd voor een steil reliëf langs de noordrand van het rivierengebied. Trapsgewijze sprongen in de top de pleistocene rivierafzettingen komen ook voor. In het Land van Maas en Waal markeren zij begraven terrasranden (Berendsen e.a., 1995) en in de Peelrandbreukzone (lijn Oss-Tiel-Utrecht) in enkele gevallen breuktrappen, ontstaan in de laatste 15.000 jaar, na de afzetting van de pleistocene zandondergrond (Cohen, 2003).

Begraven rivierdal van Rijn en Maas

Legenda-eenheden: 20-30

In het Gelders rivierengebied wordt de pleistocene ondergrond gevormd door het brede rivierdal van Rijn en Maas samen, gevormd aan het einde van de laatste ijstijd (30.000-8.000 jaar geleden). Deze afzettingen worden tot de Kreftenheye Formatie gerekend in de geologische indelingssystematiek (Deltares / TNO B&O; zie bijvoorbeeld De Mulder e.a., 2003 en Busschers, 2008). De afzettingen zijn oorspronkelijk afgezet in een vlakte van vlechtende rivieren, en bestaan uit zand, met bijgemengd grind in wisselende hoeveelheden (Fig. 9). Op de overgang van het Pleistoceen naar het Holoceen zijn over een deel van de totale dalbreedte riviergeulen van het meanderende type actief geweest, die de afzettingen van vlechtende rivieren versneden (zie bijvoorbeeld: Berendsen & Stouthamer, 2001:71-72; Cohen, 2003:106-137). Omwerking door deze rivieren in de fase tussen het einde van de ijstijd en het begin van deltavorming heeft tot subtiele hoogteverschillen en lokaal tot de vorming van diepe geulen die kleiig zijn opgevuld geleid. Op deze lokale kleilichamen van

Zanddieptekaart

Zand in Banen (2009)

Alle zanddieptes zijn gegeven ten opzichte van het maaiveld (= -mv)
De bovenkant van het zandpakket wordt aangetroffen tussen:

Stroomgordels in uiterwaarden

1	0 - 1.0 m -mv	*rivierzand*
2	1.0 - 2.0 m -mv	
3	2.0 - 3.0 m -mv	
4	3.0 - 4.0 m -mv	
5	4.0 - 5.0 m -mv	
6	5.0 - 6.0 m -mv	
7	6.0 - 7.0 m -mv	
8	7.0 - 8.0 m -mv	
9	8.0 - 9.0 m -mv	
10	9.0 - 10.0 m -mv	

Stroomgordels buiten de uiterwaarden

13	0 - 1.0 m -mv	*rivierzand*
14	1.0 - 1.5 m -mv	
15	1.5 - 2.0 m -mv	
16	2.0 - 3.0 m -mv	
17	3.0 - 6.0 m -mv	

Zandige lagen boven het vaste zand

De ingeschakelde zandige laag is 0.5 - 2.0 m dik

18	*	0 - 1.0 m -mv	*crevassezand*
19	*	0 - 2.0 m -mv	

Pleistocene afzettingen

401	*	0 - 1.0 m -mv	*afspoelingswaaierzand*
20		0 - 1.0 m -mv	*rivierzand*
21		1.0 - 2.0 m -mv	
22		2.0 - 3.0 m -mv	
23		3.0 - 4.0 m -mv	
24		4.0 - 5.0 m -mv	
25		5.0 - 6.0 m -mv	
26		6.0 - 7.0 m -mv	
27		7.0 - 8.0 m -mv	
28		8.0 - 9.0 m -mv	
29		9.0 - 10.0 m -mv	
30		10.0 - 11.0 m -mv	

Eolisch zand op rivierzand

300	*	0 - 1.0 m -mv	*dekzand, rivierduinzand*
301	*	zand aan het maaiveld, eolisch pakket dikker dan 1.0 m	
302	*	zand aan het maaiveld, eolisch pakket dikker dan 2.0 m	
31	*	1.0 - 2.0 m -mv	
42	*	0 - 1.0 m -mv met storend siltig pakket 1 - 2 m -mv	
501	*	dagzomend	*jong rivierduinzand (Laat Holoceen)*

Diversen

32	Antropogeen verstoord
33	Niet gekarteerd
99	Water

Web Viewer

www.gelderland.nl / wateratlas

- Kaarten
  - Watersysteem-Geologie
    - Zandbanen

Labeling in de digitale kaart

* Transparante 'overlay' signaturen:
Codes in attribuut-kolom ZO2005

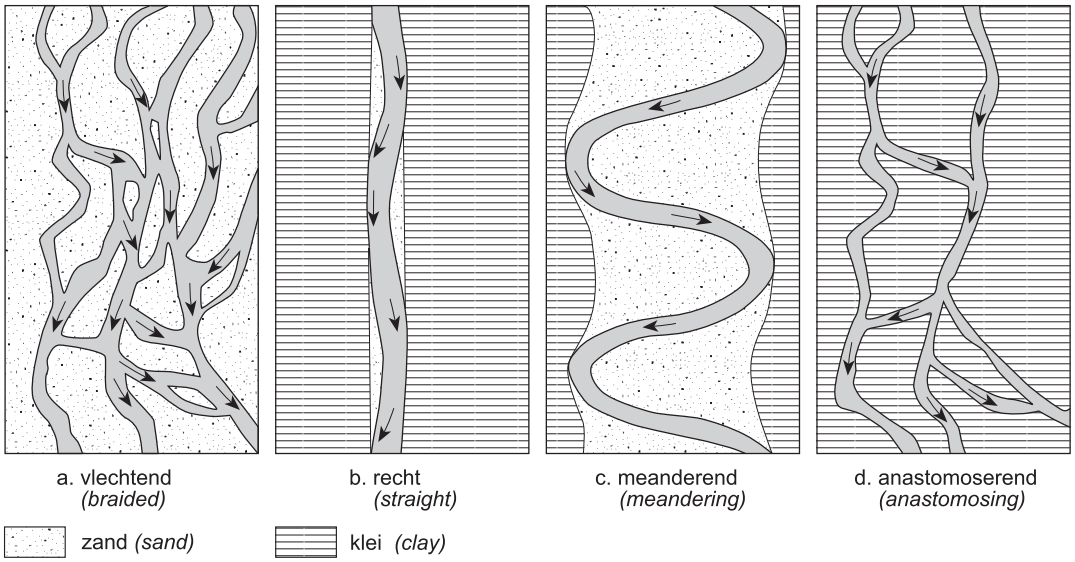
Vlakvullingen in kleur:
Codes in attribuut-kolom Z2005

KMC '09

In digitale weergaves van de zanddieptekaart kunnen kleuren en signaturen aangepast worden en daarmee van deze legenda afwijken. De CD bevat een legenda-bestand (.lyr) voor gebruik in ESRI ArcMap 9.2 en 9.3.

Figuur 8 Legenda van de zanddieptekaart. De legenda is ten behoeve van veranderd digitaal gebruik en gebiedsuitbreiding herzien ten opzichte van eerdere drukken.

opgevulde geulen na, zijn de beddingafzettingen van de geulen van vlechtende en meanderende rivieren van het begraven rivierdal uitgesproken grof zandig en zeer goed waterdoorlatend, in heel het gekarteerde gebied.



Figuur 9 Verschillen tussen riviertypen.

De holocene afzettingen die boven het pleistocene zand voorkomen, bestaan uit ondoorlatende kleilagen, soms afgewisseld met veenlagen ('komgebieden'), die plaatselijk doorsneden worden door zandige lichamen ('beddinggordels', 'stroomruggen') die in contact staan met de pleistocene ondergrond (Fig. 10). Deze afzettingen markeren de rivierdelta zoals die zich in de laatste 7000 jaar (ter plaatse van de Neder-Betuwe) heeft opgebouwd. Stroomopwaarts is de opbouw van de delta korter geleden begonnen (5000 jaar geleden in de Over-Betuwe, 3000 jaar geleden in de Gelderse Poort), stroomafwaarts langer geleden (9000 jaar geleden nabij Rotterdam, 7000 jaar geleden nabij Tiel). De belangrijkste oorzaken achter deze ontwikkelingen zijn, elkaar in de tijd opvolgend en complementerend in belang, (i) zeespiegelstijging, (ii) ruimtelijke verschillen in bodemdaling en (iii) temporele variaties in sedimentaanvoer door de Rijn (Hs 5: Fig 15).

Het gebied van de huidige Gelderse IJssel bevond zich in de beschouwde periode direct voor het Holoceen, steeds buiten de directe invloedssfeer van de Rijn, en overstromingen van de Rijn bereikten alleen de Liemers en het gebied van de Oude IJssel. Volgend op de klimaatverbetering aan het eind van de laatste ijstijd raakte het IJsseldal grotendeels begroeid met bos. In het Holoceen was er tot het ontstaan van de Gelderse IJssel kort na de Romeinse tijd vrijwel geen sedimentatie van zand of klei, lokale beekactiviteit daargelaten. Wel raakten grote delen van het gebied begroeid en bedekt door veen, waardoor de beekdaldynamiek verder afnam (zie ook Willemse, 2008). Langs de IJssel raakte holoceen veen en pleistoceen zand vanaf de Vroege Middeleeuwen bedekt met overstromingsklei en doorsneden door de beddinggordel van de IJssel. De jongste situatie met een gematigd warm klimaat en de Gelderse IJssel als grote rivier met aanzienlijke sedimentlast aan klei bij iedere overstroming, staat in schril contrast met die tijdens de laatste ijstijd en het begin van opwarming aan het einde daarvan. Toen vond in het IJsseldal juist op grote schaal afzetting plaats van relatief fijn zand door de wind (het dekzand), en vormden zich langs de rand van de stuwwallen afspoelingswaaiers van relatief grof zand (soms puinwaaiers genoemd). In de laagste terreindelen doorsneden kleinere en grotere beekdalen de opgewaaide dekzandruggen en de voet van de afspoelingswaaiers.

De dagzomende laat-pleistocene afzettingen in het IJsselgebied ten noorden van Doesburg zijn alle van lokale oorsprong en worden daarom gerekend tot de Boxtel Formatie en de laagpakketten daarbinnen. Alleen op grotere diepte komen Rijn-afzettingen voor die tot de Kreftenheye Formatie gerekend worden, en stammen uit eerdere delen van het Laat Pleistoceen. In het Oude IJssel dal dagzomen plaatselijk pleistocene Rijnafzettingen behorende tot de Kreftenheye Formatie. De eolische zandpakketten (windafzettingen) in het IJsselgebied hebben equivalenten in het rivierengebied in de vorm van rivierduinen. De legenda dekt beide type afzettingen als één groep kaarteenheden. De afspoelingswaaiers zijn als een aparte legenda-eenheid weergeven. Beiden worden hier kort verder toegelicht.

Waaiers aan de stuwwalvoet

Legenda-eenheden: 42, 401

De westelijke begrenzing van het IJsseldal valt samen met de voet van de stuwwal van de oostelijke Veluwe: de grootste stuwwal van Nederland. De voet van het stuwwalcomplex wordt gemarkeerd door waaiers die zich in het Laat Pleistoceen hebben opgebouwd uit afgespoeld stuwwalmateriaal (Van der Hammen & Maarleveld, 1952). De stuwwal zelf bestaat uit grindrijke scheefgestelde zandpakketten van overwegend midden-pleistocene ouderdom met incidentele klei-inschakelingen (zie Bakker, 2006 voor details). De stuwwalvorming zelf vond 150.000 jaar geleden plaats (Busschers e.a., 2008). Tot ongeveer 40.000 jaar geleden (Busschers e.a., 2007), halverwege de laatste ijstijd, werd de stuwwalvoet ter plaatse van het IJsseldal ondergraven door de toenmalige Rijn in het gebied. De afspoelingswaaiers in de huidige vorm ontstonden in het laatste deel van de ijstijd, na het verlaten raken van de Rijnloop door het IJsseldal. In afwezigheid van deze Rijntak konden de waaiers zich maximaal uitbreiden.

De waaierafzettingen vertonen in de bovenste meters sterkere wisselingen in korrelgrootte dan de pleistocene ondergrond in het overige deel van het IJsseldal, en daarom met een aparte signatuur weergegeven (legenda-eenheid: 401). De waaiers sluiten aan bij steile droge dalen in de stuwwalhelling die de verbinding met de brongebieden voor de waaiers vormen (Van der Hammen & Maarleveld, 1952; Teunissen, 1960). De waaiers vertonen een aanzienlijke stroomafwaartse verfijning van korrelgrootte met toenemende afstand tot de stuwwalrand. Aan de teen van de waaier, is het pleistocene zandoppervlak lokaal bedekt door een siltig leempakket (legenda-eenheid 42), dat zich voortzet langs de beekdalen en bedekt is door een dunne laag dekzand. Het betreft hier van de stuwwalflank afgespoelde löss, welke zich in de koudste perioden van de laatste ijstijd had opgehoopt, maar tijdens en direct na de opwarming van het klimaat door permafrost- en sneeuwsmeltwater is doorgetransporteerd.

Rivierduinen en dekzanden (afdekkend eolisch zand)

Legenda-eenheden: 31, 300-302, 501

Met rivierduinen worden door de wind opgeworpen duinen bedoeld die direct langs toenmalige rivierlopen zijn gevormd door uitblazing van zand uit deze rivierbeddingen. Het ‘dekzandgebied’ is het gebied waar in de laatste ijstijd op grote schaal windafzetting plaatsvond. Dit vormde langgerekte duincomplexen (dekzandruggen) met uitstuiflaagtes ertussen (dekzandvlaktes), die de oudere landschapsvormen grotendeels bedekten (voor achtergronden en details zie bijvoorbeeld: Van Huisssteden & Ran, 1993). Rivierduinzand opgewaaid uit beddingen van de Rijn en de Maas is over het algemeen grover dan dekzand en dus ook iets beter doorlatend (Tabel 2). In de legenda wordt echter geen onderscheid gemaakt tussen rivierduinzand en dekzand.

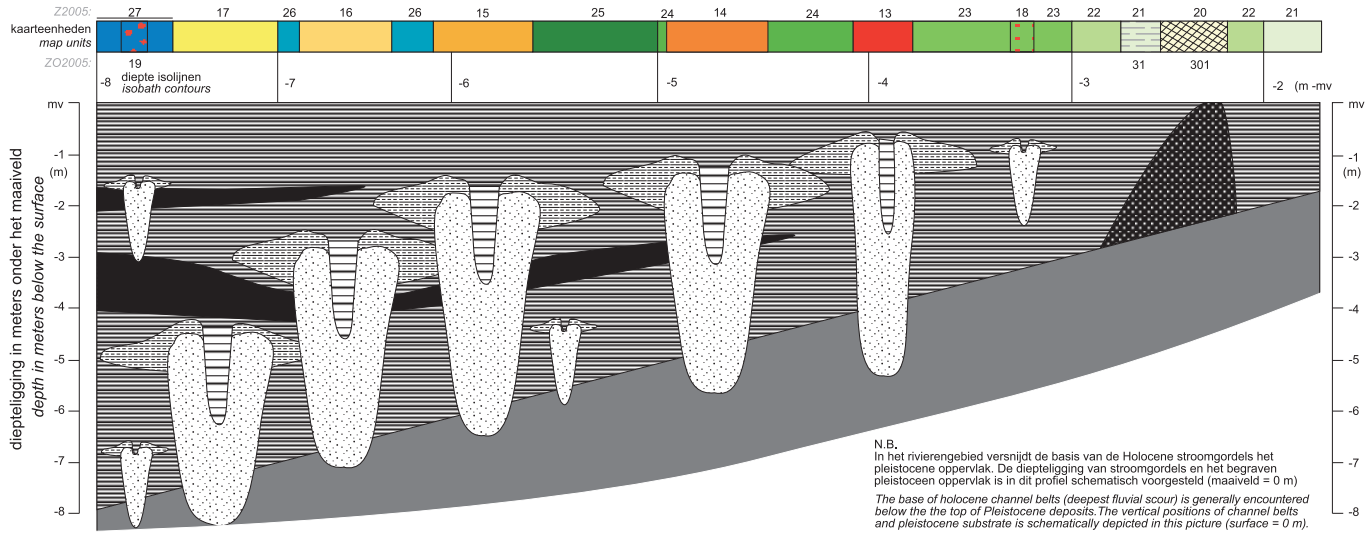
Het voorkomen van door de wind getransporteerd zand bovenin het pleistocene pakket is weergegeven met zwarte en grijze arceringen (legenda-eenheden 300, 301, 302, 31, 42, 501). De laatste fase van vorming van windafzettingen op regionale schaal was rond 12.000 jaar geleden, in het Jonge Dryas tijdvak aan het eind van het Pleistoceen (Fig. 12). Daarna is in het Holoceen veelal een duidelijke bodem ontwikkeld in de windafzettingen. De top van het dekzand met een bodem is daarom indicatief voor de grens Pleistoceen/Holoceen in afzettingen. Aan de randen van het rivierengebied en langs het IJsseldal komt dekzand aan het maaiveld voor. Waar de bedekking met holocene afzettingen (veen, klei) dikker dan 2 meter is, is de eventuele aanwezigheid van windafzettingen niet specifiek aangegeven. In het gekarteerde gebied komt dergelijk dekzand op diepte alleen voor rondom de IJsseldelta (Hs 8) en in het uiterste zuiden van de Bommelerwaard (Hs 6). Waar geen arcering is weergegeven, bestaat de top van de pleistocene ondergrond uit fluviatiele afzettingen van Rijn en/of Maas (in het Gelders rivierengebied), danwel van Veluwe afspoelingswaaierbeken, danwel van beken en kleinere rivieren uit het oostelijke achterland zoals de Oude IJssel, de Berkel en de Overijsselse Vecht (langs de IJssel).

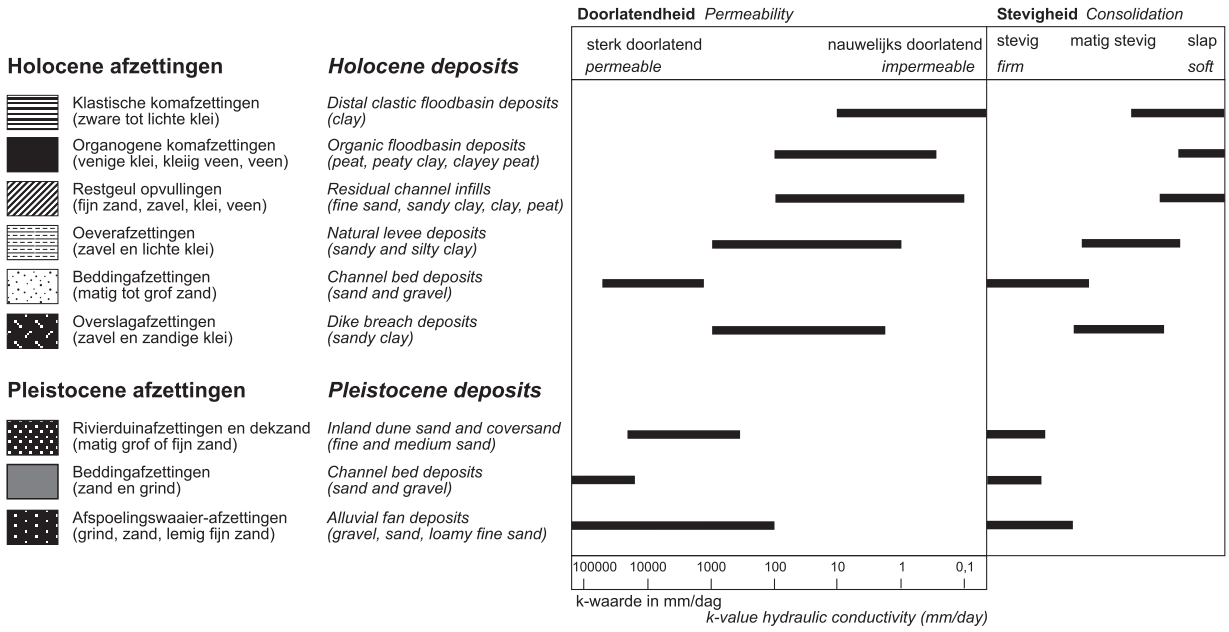
In grote delen van het IJsseldal dagzoomt het pleistocene eolische zand of het komt vlak onder het maaiveld voor (legenda-eenheden 300, 301, 302). De laatste dekzandvorming vond plaats in het Jonge Dryas tijdvak, aan het eind van het Pleistoceen en stopte op de overgang naar het Holoceen, toen de gebieden door klimaatsverbeteringen begroeid raakten (Fig. 12). Rivierduinvorming vanuit vegetatieloze zandbanken in actieve rivierlopen vond tot iets later plaats: er was nog duinvorming tot in het Vroeg Holoceen. Rivierduinvorming stopte naarmate de rivieren dieper ingesneden raakten, de actieve beddinggordel versmalde en de dalen dichter begroeid raakten. De eolische afzettingen bedekken oudere rivierafzettingen van de Rijn en haar (voormalige) zijrivieren en beken, veelal stammend uit het tweede deel van de laatste ijstijd en veelal grofzandiger van samenstelling. Lokaal zijn ook in het Holoceen nog rivierduinen gevormd langs de nog jonge Gelderse IJssel, duidend op toen actieve zandbanken die regelmatig droogvielen (weergegeven met rode arcering; legendaeenheid 501). Overigens heeft ook op grotere afstand van de IJssel periodiek nog lokaal herverstuiving van dekzand plaatsgevonden, als ongewenst effect van landgebruik door de mens (voor detailkarteringen van dit verschijnsel wordt verwezen naar bodemkarteringen en de geomorfologische kaart van Alterra, voorheen Stiboka).

Tabel 2 Algemene eigenschappen van de onderscheiden zandige pakketten.

	Dekzand (IJsseldal) **periglacial coversand**	**Rivierduinzand (Rivierengebied)** **channel-flanking dunes**	**Rivierbeddingzand (Pleist.; Holoceen)** **channel-bed sand**	**Waaiers aan de stuwwalvoet** **local outwash fans**
Mediaan M50 (µm) median grain size	150-300	210-420	210-1000	210-2000
Grindgehalte (%) gravel admixture	0	0	0-20	10-30
Sortering sorting	matig - goed moderate – well	Matig moderate	matig – slecht moderate – poor	matig – slecht moderate – poor
Afronding rounding	matig – goed moderate – well	matig – slecht moderate – poor	matig – slecht moderate – poor	matig – slecht moderate – poor
CaCO3-gehalte carbonate content	kalkloos none	kalkloos none	kalkrijk rich	kalkarm poor
Doorlatendheid permeability	matig-goed moderate – well	goed well	zeer goed very well	goed well
k-waarde (mm/dag) hydraulic conductivity (mm/day)	500-10.000	1000-20.000	1000-50.000	1000-50.000

SCHEMATISCH PROFIEL TER VERDUIDELIJKING VAN DE LEGENDA: HET BINNENDIJKSE GEBIED
Schematic cross section, illustrating the map legend





Figuur 10 Schematische doorsnede voor het binnendijkse gebied, ter verduidelijking van het kaartbeeld van de zanddieptekaart. Zie ook Figuren 25 en 30. Verschillen in fysische eigenschappen zijn per lithologie klasse grafisch weergeven. Naar Berendsen e.a., 1994.

Holocene zandvoorkomens

Legenda-eenheden: 1-19

De legenda maakt een hoofdonderscheid in de zanddiepte van delen van beddingordels (zandbanen) in het binnendijkse respectivelijk in het buitendijkse gebied: in de polders en in de uiterwaarden. De legenda geeft ook voorkomens van dunne lagen Holoceen rivierzand buiten de eigenlijke zandbanen weer (storende lagen, meerendeels gevormd als crevasseafzettingen).

Beddinggordels in de polders

Legenda-eenheden: 13-17

In het gebied zijn in het Holoceen een groot aantal beddinggordels gevormd (legendaeenheden 13-17; Fig. 8), door meanderende en 'rechte' riviergeulen (Fig. 9). De riviergeulen konden zich in het vroegere onbedijkte deltalandschap vrij verleggen (Hs 5). Hierbij zijn oude, verlaten rivierbeddingen grotendeels opgevuld met zand, dat vaak een gering percentage grind bevat. De zandige afzettingen zijn zeer goed doorlatend. Zij worden geflankeerd en bedekt door kleiiger afzettingen die zich opbouwden langs de rivieroevers (oeverwallen) en in overstromingsgebieden op grotere afstand van de rivier (kommen). De betreffende groep legenda-eenheden omvat de beddinggordelafzettingen die actieve, onbedijkte rivierbeddingen markeren. Gebieden met afzettingen van na de bedijking zijn in afwijkende kleuren weergegeven (Fig. 8, 10).

De bovenkant van het zandlichaam vertoont hoogteverschillen tot 2 meter, als gevolg van de aanwezigheid van kleiig opgevulde kleine geultjes. De gemiddelde dikte van de zandige lagen in dwarsdoorsnede is relatief groot. Zij varieert van minimaal ~3 m in aftakkingen van hoofdgeulen tot meer dan 10 m in bochten van voormalige hoofdgeulen van de Rijn. Aan de top van het zandlichaam bevindt zich vrijwel overal een zogenaamd 'aflopend profiel' waarin de korrelgrootte over een traject van 0,5 tot 1,5 m steeds fijner wordt, van zand via zavel naar zware klei. Dit geldt ook voor de beddinggordel van de IJssel.

Hoe ouder de vroegere rivierlopen, hoe dieper het zand en het bedekkende aflopend profiel onder het oppervlak voorkomt. Gegevens en reconstructies betreffende de ouderdom van alle stroomgordels in het nederlandse rivierengebied, en daarmee de voormalige netwerken van riviertakken in de laatste 7000 jaar, zijn uitvoerig gedocumenteerd in Berendsen & Stouthamer (2001) en te raadplegen via www.geo.uu.nl/fg/palaeogeography, evenals verbeteringen en uitbreidingen van na 2001.

Crevasse-afzettingen

Legenda-eenheden: 18, 19

Crevasse-afzettingen worden gevormd tijdens overstromingen: ze zijn het product van doorbraken van oeverwallen van onbedijkte rivieren. Hierbij ontsnapt naast water en fijn sediment ook zand uit de beddinggordel van de actieve rivier. In de komgebieden voorbij de oeverwallen komt het water vrijwel tot stilstand en het meeste van het meegevoerde materiaal tot afzetting. Crevasse-afzettingen hebben een ruimtelijk op korte afstand sterk wisselende samenstelling. In voorkomende gevallen hebben crevassegeulen zich doorontwikkeld tot permanent watervoerende riviertakken. In dat geval was er sprake van stroomgordelverlegging ('avulsie' – Stouthamer, 2001).

Bij de kartering van crevasse-afzettingen is onderscheid gemaakt in het crevasse-complex op de doorbraaklocatie zelf en de afzettingen in het sedimentatiegebied stroomafwaarts binnen het komgebied. Direct stroomafwaarts van de doorbraaklocatie verbreedt een crevasse-complex zich in de regel en vormt een vlechtend patroon van geullichamen, ingebed in uitwaaierende siltige en kleiige pakketten overstromingsafzettingen. De zandpakketten die deel uitmaken van de crevasse-afzettingen zijn in de regel 1-2 meter dik. Ingeschakelde kleiige en zavellige lagen van centimeters tot decimeters dikte zijn binnen deze pakketten talrijk. Op grotere afstand van het doorbraakpunt en uitwaaierende deel, wordt het complex

aan crevasse-afzettingen weer smaller en komt crevasse-zand in de regel alleen nog in zeer smalle geullichamen voor (Stouthamer, 2001).

Op doorbraaklocaties liggen de zandige afzettingen van crevassegeulen vaak verborgen onder oeverwal-afzettingen van iets jongere ouderdom van dezelfde rivier. Bovendien zijn de zandlichamen van crevassegeulen er verbonden met het zandlichaam van de beddinggordel en in de praktijk zeer moeilijk afzonderlijk karteerbaar. De zandige geullichamen binnen de crevassecomplexen hebben een geringe breedte en dikte vergeleken met de stroomruggen waaruit zij ontspringen (Fig. 4 geeft een voorbeeld).

In het rivierengebied doorsnijden crevassegeulen op de doorbraaklocatie vaak relatief fijnkorrelige, jonge oeverafzettingen. In het bijzondere geval van het IJsseldal (Hs 8) heeft het substraat op diverse doorbraaklocaties een afwijkende ontstaanswijze, ouderdom en samenstelling (zandige rivierduingordels en dekzandruggen op rivierterras en afspoelingswaaiers). Stroomafwaarts van doorbraaklocaties verschillen de crevasses in het rivierengebied en het IJsseldal niet in anatomie. Wel zijn crevasse-afzettingen langs delen van de IJssel, ten gevolge van het veelvuldig ondiep aansnijden van en opnemen van materiaal uit het pleistocene substraat uitgesproken zandig.

Het maken van onderscheid tussen 'grootste crevassegeulen' en 'kleinste stroomgordels' in genetische zin is arbitrair: in realiteit betreft het een continuum. De zanddieptekaart hanteert een zanddiktecriterium ter onderscheid. Waar zandlichamen van crevassegeulen dikker dan 2 meter zijn, zijn zij als beddinggordels beschouwd (zanddiepte weergegeven als legendaeenheden 13-17). Voor dunnere zandige lagen boven het vaste zand onderscheidt de legenda twee eenheden (18, 19; Fig. 8): zandige crevasse-afzettingen 'in de bovenste meter' en 'in de bovenste 2 meter'.

Waar zandige crevasseafzettingen het pleistocene zand direct bedekken, geeft de legenda de bedekking met crevassezand als een halftransparante signatuur en is de diepte tot het pleistocene zand kleur-gecodeerd. Dit komt met name langs de Gelderse IJssel voor. De belangrijkste reden hiervoor is dat de crevasse-afzettingen zelden over meerdere decimeters dikte massief zandig zijn. Bovendien zijn storende lemige lagen en verkitte oude bodems e.d. op het contactvlak te verwachten die de waterhuishouding kunnen beïnvloeden en indicatief zijn voor de landschapsreconstructie.

Op grotere diepte komen, vooral in het westelijk deel van het Gelders rivierengebied, zandige crevasse-afzettingen ook op enkele locaties voor. Deze zijn niet op de kaart aangegeven, omdat de verbreiding van deze afzettingen, als gevolg van de grote lithologische variabiliteit, zelfs bij de gebruikte boordichtheid niet nauwkeurig in kaart kan worden gebracht.

Uiterwaarden

Legenda-eenheden: 1-10

De zanddiepte van beddinggordels binnen de uiterwaarden is weergegeven in hele meters onder het maaiveld (legenda-eenheden 1-10). Drie schematische profielen verduidelijken de legenda voor de uiterwaarden (Hs 6: Fig. 25). Waar binnen de uiterwaarden, al dan niet op diepte, het pleistoceen zandoppervlak in originele toestand voorkomt (niet door een jongere geulbasis geërodeerd), is dit in deze derde druk weergegeven volgens de legenda-eenheden voor de pleistocene ondergrond. Dit is een wijziging t.o.v. de indeling in de tweede druk, waar 'uiterwaard-pleistoceen' om triviale redenen een aparte eenheid was.

De uiterwaard legenda-eenheden hebben betrekking op afzettingen die tot stand zijn gekomen in actieve rivierbeddingen sinds hun bedijking, d.w.z. tussen 1100 en 1350 na Chr. (Gelders rivierengebied), danwel tussen 1250 en 1400 na Chr. (Liemers, IJsseldal, IJsseldelta: Mastenbroek) danwel later (IJsseldelta). Een klein deel hiervan is door latere dijkverlegging binnengedijkt (bijv. Linge-uiterwaarden, De Mars bij Maurik).

De zandige afzettingen zijn over het algemeen zeer goed doorlatend, hoewel soms dunne, meestal discontinue kleilagen kunnen voorkomen tussen het zand.

De weergegeven zanddiepte heeft betrekking op de situatie die bestond tussen 1981 en 1998 (Gelders rivierengebied) en 2000-2006 (Gelderse IJssel). Dit is van belang omdat door afgraving, egalisering en ophoging het uiterwaardenlandschap lokaal snel verandert, waardoor gekarteerde zanddieptes soms niet meer overeenkomen met latere situaties.

Hydrologische eigenschappen

In het schematisch profiel ter verduidelijking van de legenda (Fig. 10) is het karakteristieke bereik aan k-waarden binnen de verschillende typen afzettingen weergegeven. Deze waarden (Tabel 3) zijn ontleend aan resultaten van Weerts & Bierkens (1994). De k-waarden (in mm/dag) lopen uiteen van < 0,1 voor komafzettingen, tot circa 50.000 voor grove beddingafzettingen.

Tabel 3 Hydraulische weerstand (k-waarde) voor verschillende afzettingen.

Type afzettingen (textuur)	**Bereik aan k-waarden [mm/dag]**	
Holocene lithogenetische eenheden		
komafzettingen (zware en lichte klei)	< 0,1 –	10
komafzettingen (venige klei, kleiig veen, veen)	< 5 –	100
restgeulafzettingen (humeuze klei, kleiig veen)	< 0,1 –	100
oeverafzettingen (zavel, lichte klei)	10 –	100
crevasse-afzettingen (lichte zavel, fijn zand)	100 –	1000
beddingafzettingen (matig grof zand)	1000 –	50.000
Pleistocene lithogenetische eenheden		
windafzettingen (fijn en matig grof zand)	500 –	20.000
vlechtende-rivier beddingafzettingen (zand, grind)		> 20.000
stuwwalvoet waaierafzettingen (zand, grind)		> 10.000

5 Ontwikkeling van riviersystemen en terminologie

K.M. Cohen, W.Z. Hoek, E. Stouthamer, H.J.A. Berendsen, A.W. Hesselink

Pleistocene ondergrond, holocene delta

Voor een goed begrip van de samenhang tussen de verschillende zandbanen in het rivierengebied en de opbouw van de holocene deklagen is het van belang enig inzicht te hebben in de ontstaanswijze van de fluviatiele afzettingen. Daarom volgt hieronder een beknopt overzicht van de verschillende typen rivierafzettingen en van de ontwikkeling van de belangrijkste riviersystemen. Voor algemene informatie over de ontwikkelingsgeschiedenis van Nederland en de indelingssystematiek bij beschrijving ('formaties', 'tijdvakken') wordt verwezen naar Berendsen (2004, 2005) en De Mulder e.a. (2003). Referenties naar specifieke aspecten zijn verwerkt in onderstaande tekst. Een systematische, detaillistische beschrijving van de onderdelen van de Rijn-Maas delta is beschikbaar in Berendsen & Stouthamer (2001: Appendix 3 en updates op www.geo.uu.nl/fg/palaeogeography). In de tekst is bij voorkeur verwezen naar in Nederland relatief-toegankelijke, recente publicaties zoals proefschriften (en hun Nederlandse samenvattingen), overzichtswerken en artikelen uit het tijdschrift Netherlands Journal of Geosciences.

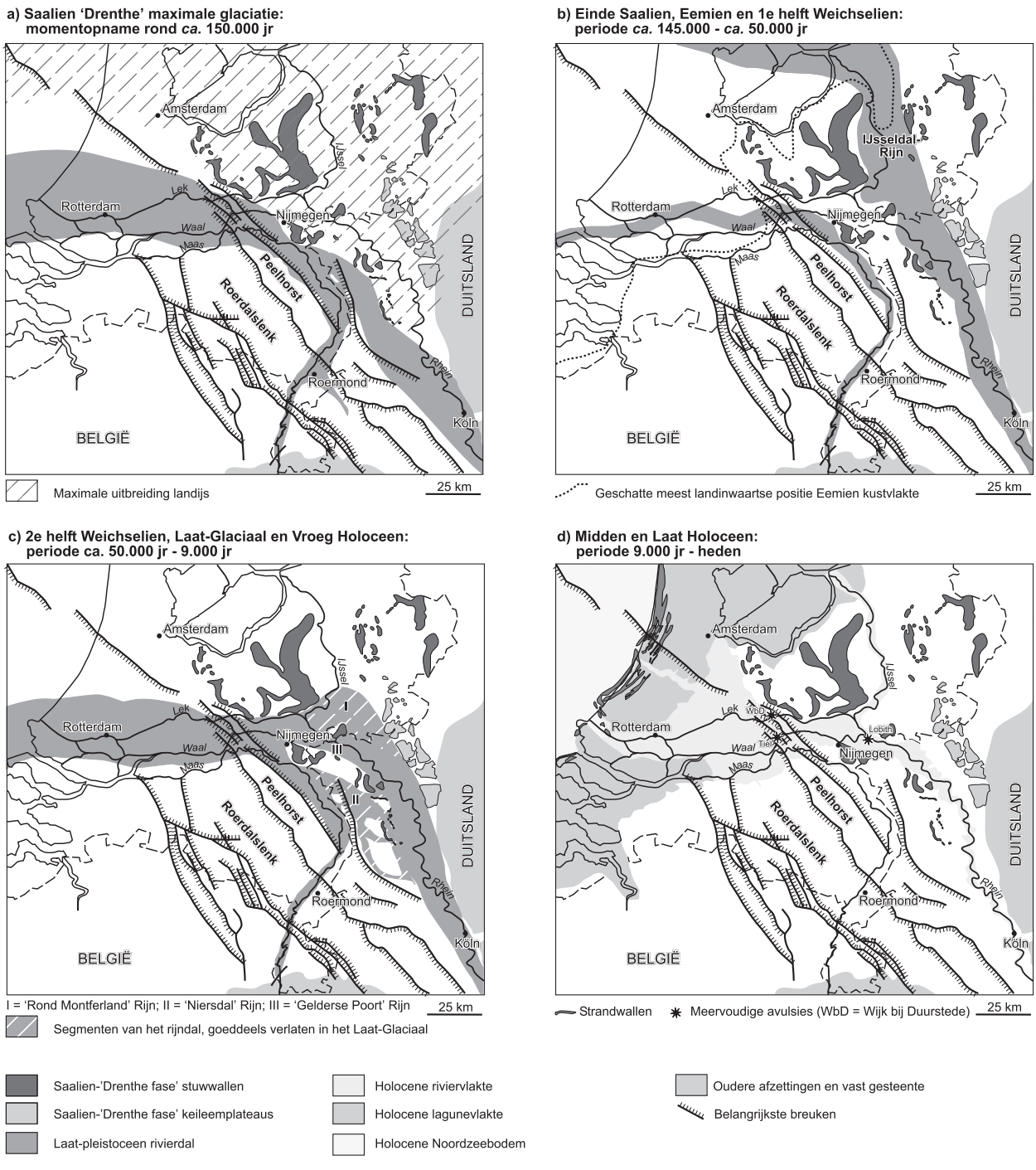
Rivieren tijdens de laatste ijstijd

Riviersedimenten uit de laatste ijstijd (het Weichselien Pleniglaciaal; ~74.000 tot 14.500 jaar geleden) zijn voornamelijk gevormd door vlechtende rivieren (Fig. 9). Deze rivieren hebben een zeer heterogeen grindrijk zandpakket afgezet dat goed doorlatend is. Rivierafzettingen uit de laatste ijstijd bevinden zich overal in het rivierengebied en het IJsseldal in de ondergrond ('Kreftenheye Formatie') en maken deel uit van de bovenste grondwater-aquifer in midden Nederland. De diepteligging varieert van circa 2 m beneden maaiveld in het oosten (~10 m +NAP) tot circa 9 m beneden maaiveld in het westen van de provincie Gelderland (~10 m -NAP) en circa 9 m beneden maaiveld onder de IJsseldelta (8 m -NAP).

Er worden vier Rijnlopen door het gebied onderscheiden, allen stammend van na de ijsbedekking in de Saalien ijstijd. In de afgelopen jaren is duidelijk geworden dat niet alleen de ligging en de ouderdom van verlaten raken onderling verschillen, maar dat er vooral ook aanzienlijke verschillen zijn in de duur waarover de lopen actief waren, het aandeel van de Rijnafvoer dat zij verwerkten, en de redenen waarom en manier waarop ontstonden en reactiveerden (Cohen e.a., 2002; Busschers 2008; Fig. 11).

1. Ten noorden van Zutphen markeren pleistocene Rijnafzettingen een loop die in de periode 60.000 tot 40.000 jaar geleden geleidelijk verlaten werd (Fig. 11b) en waar tot kort na de Romeinse tijd alleen lokale afwatering plaatsvond.
2. De laat-pleistocene Rijnloop door de Betuwe ontstond vanaf ~60.000 jaar geleden. In eerste instantie liep de vlechtende rivier rondom het Montferland, en wat later ontstond de loop door de Gelderse Poort (vermoedelijk rond 40.000 jaar geleden; Fig. 11c).
3. Het gebied van de Liemers en het Oude IJsseldal huisvestte grotere Rijnlopen tot ~30.000 jaar geleden. Het Oude IJsseldal markeert een nevenloop (of overloop) uit het einde van de ijstijd, ca. ~12.000 jaar geleden, waar langs ook het Duitse zijriviertje de Issel en mogelijk zelfs de grotere zijrivier de Lippe permanent afwaterde. Uit onder meer de zanddieptekartering (tweede druk 2001) blijkt de Oude IJssel vanaf Doesburg richting Arnhem te hebben afgewaterd (in overeenstemming met: Teunissen, 1960; contra Hettema, 1953; Van de Meene, 1979 e.a.).

4. Een vierde laat-pleistocene Rijnloop, de 'Niersdal-Rijn', liep ten zuiden van het Nijmeegs-Kleefse stuwwalcomplex (Fig. 11a, c). In het Laat Pleistoceen was deze loop vanaf ca. 35.000 (mogelijk al eerder; Verbraeck, 1984) tot 12.000 jaar geleden (Kasse e.a., 2005) actief maar voerde in deze periode vermoedelijk nooit de volledige Rijnafvoer af. De Niersdal Rijn uit de laaste ijstijd volgt een dal dat op het hoogtepunt van de voorlaatste ijstijd (~150.000 jaar geleden) was ontstaan, maar bij het afsmelten van het ijs in het IJsseldal (~145.000 jaar geleden) tijdelijk verlaten was geraakt (Busschers e.a., 2007). Stroomafwaarts vloeit deze tak samen met de eveneens vlechtende Maas, en hun gemeenschappelijke verlengde vormt de pleistocene ondergrond van het Land van Maas en Waal.



Figuur 11 Ontwikkeling van het Rijnriviersysteem in de laatste 150.000 jaar. Naar Cohen e.a., 2002; bijgewerkt.

Buiten het gebied van de actieve Rijnlopen waren kleinere rivieren actief. Ook de kleinere rivieren ondergingen gedaantewisselingen tussen vlechtende en meanderende vormen, in reactie op klimaatsschommelingen binnen de laatste ijstijd (Van Huisssteden & Ran, 1993; Willemse, 2008). De huidige beekdalen zijn veelal smalle zones binnen de bredere dalen van hun voorlopers uit de laatste ijstijd. Dalvlaktes uit de laatste ijstijd zijn vaak als terrassen met een bedekking van windafzettingen bewaard gebleven. De windafzettingen stammen hier vooral uit het einde van de laatste ijstijd. In de gebieden tussen de beekdalen was in de koudste perioden sprake van een permanent bevroren ondergrond (permafrost), waarvan de bovengrond ieder jaar ontdooide en weer bevroor, herkenbaar aan de typische verstoorde structuren ('kryoturbatie', vorstwiggen). Ook in deze gebieden zijn pakketten windafzettingen als bedekking aanwezig (dekzanden).

Rivieren bij afloop van de laatste ijstijd

In de periode van klimaatsopwarming die zich 14.500 jaar geleden inzette, transformeerden de vlechtende rivieren in het gebied geleidelijk aan in rivieren van het meanderende type (Fig. 9). Dit had gevolgen voor de aard van de sedimentatie, en leidde tot de vorming van een karakteristieke opeenvolging die onder andere van belang is voor het vaststellen van de basis van de holocene afzettingen in het gebied. In gebieden met afzettingen van meanderende riviersystemen is dwars op de riviergeul het onderscheid tussen de verschillende afzettingen duidelijker dan in een brede vlechtende riviervlakte. Meanderende rivieren creëren gordels van beddingafzettingen (vooral zand en grind, gedeeltelijk uitgebouwd als kronkelwaarden) met daarbovenop en tot op grote afstand naast de beddinggordel overstromingsafzettingen van fijnere korrelgrootte.

Het veranderen van riviertype van vlechtend naar meanderend was het complexe gevolg van klimaatverbetering, veranderingen in sedimentlast en afvoerregime en vegetatie-ontwikkeling in het achterland en het rivierdal (Fig. 12). Op het moment dat het Rivierengebied tot Rijndelta verwerd (zie onder), was de rivieraanpassing aan de interglaciale klimaatomstandigheden al duizenden jaren bezig en goeddeels voltooid (Erkens, 2009). Het einde van de laatste ijstijd beslaat de laatste millenia van het Pleistoceen en de eerste millenia van het Holoceen: de tijdvakken Laat-Glaciaal respectievelijk Vroeg Holoceen (Fig. 12). Waar in de dagelijkse toepassingspraktijk informeel gesproken wordt over 'pleistoceen zandoppervlak', wordt meestal het oppervlak dat begraven is door holocene deltaïsche afzettingen bedoeld. Dit is in feite een 'deels pleistoceen, deels vroeg holoceen' oppervlak. Detailinformatie over de rivieren in het Gelderse rivierengebied uit de afloopfase van de laatste ijstijd is te vinden in Berendsen e.a. (1995), Makaske en Nap (1995) en Cohen (2003).

Rivieren tijdens de vorming van de delta

In de jongste 7500 jaar veranderde het aanwezige rivierenlandschap van een doorvoerend rivierdal naar een opbouwende rivierdelta (Fig. 15). Deze verandering was het gevolg van de ligging van Nederland aan de rand van de Noordzee, zeespiegelstijging met het afsmelten van de continentale ijskappen (in Noord Amerika en Scandinavië) en blijvende aanvoer van rivierwater en sediment uit het achterland. Deze verandering had een sterke weerslag op de zich opbouwende verticale sedimentaire opeenvolging. In de ondergrond zijn de deltaafzettingen zeer duidelijk te onderscheiden van de oudere rivierafzettingen eronder. Zo zijn er, in vergelijking met pakketten uit de hierboven beschreven dalsituatie, nog uitgesprokener verschillen tussen afzettingen dichter en verder weg van de actieve geulen. Op en direct naast de beddinggordels vormen zich oeverafzettingen (hoofdzakelijk zavel en lichte klei) en op grotere afstand vormen zich kom-afzettingen (zware klei, kleiig veen). De overgang van rivierdal naar delta versterkte de differentiatie in zandige en kleiige sedimenten en de heterogeniteit van de opbouw van de ondergrond. In het rivierengebied wisselen zandbanen, kleilagen en veenpakketten elkaar dan ook veelvuldig af, en komen er op zeer korte afstand in grote verschillen voor in profielopbouw, pakketdikte en diepteligging van de top van rivierzand (Fig. 10). Een serie N-Z dwarsdoorsneden door het Gelders rivierengebied is gepubliceerd door Gouw & Erkens (2007). Een W-O langsdoorsnede is gepubliceerd door Berendsen & Stouthamer (2001). Een recent gepubliceerde dwarsdoorsnede

(Busschers e.a. 2007) en een nieuwe langsdoorsnede over de midden-as van het IJsseldal is opgenomen in Hoofdstuk 8.

In het oosten van het rivierengebied bleven de rivieren bij de overgang van dal naar delta van het meanderende type, en is het pakket komafzettingen naast de geulen enkele meters dik. Verder naar het westen, waar de pakketten komafzettingen tot 10 meter dik worden, kwamen in de delta-situatie enkele duizenden jaren lang rechte, anastomoserende rivieren voor (Fig. 9, 16). De geulen en geassocieerde zandlichamen van deze rivieren zijn overwegend smal en diep en opgebouwd uit relatief homogeen zand. De oeverafzettingen zijn vergelijkbaar met die van meanderende rivieren, maar kronkelwaarden (ontstaan door het lateraal verplaatsen van meanderende geulen) ontbreken meestal. De komafzettingen zijn dikker en onregelmatiger van opbouw door de veelvuldige aanwezigheid van ingeschakelde crevassewaaier afzettingen.

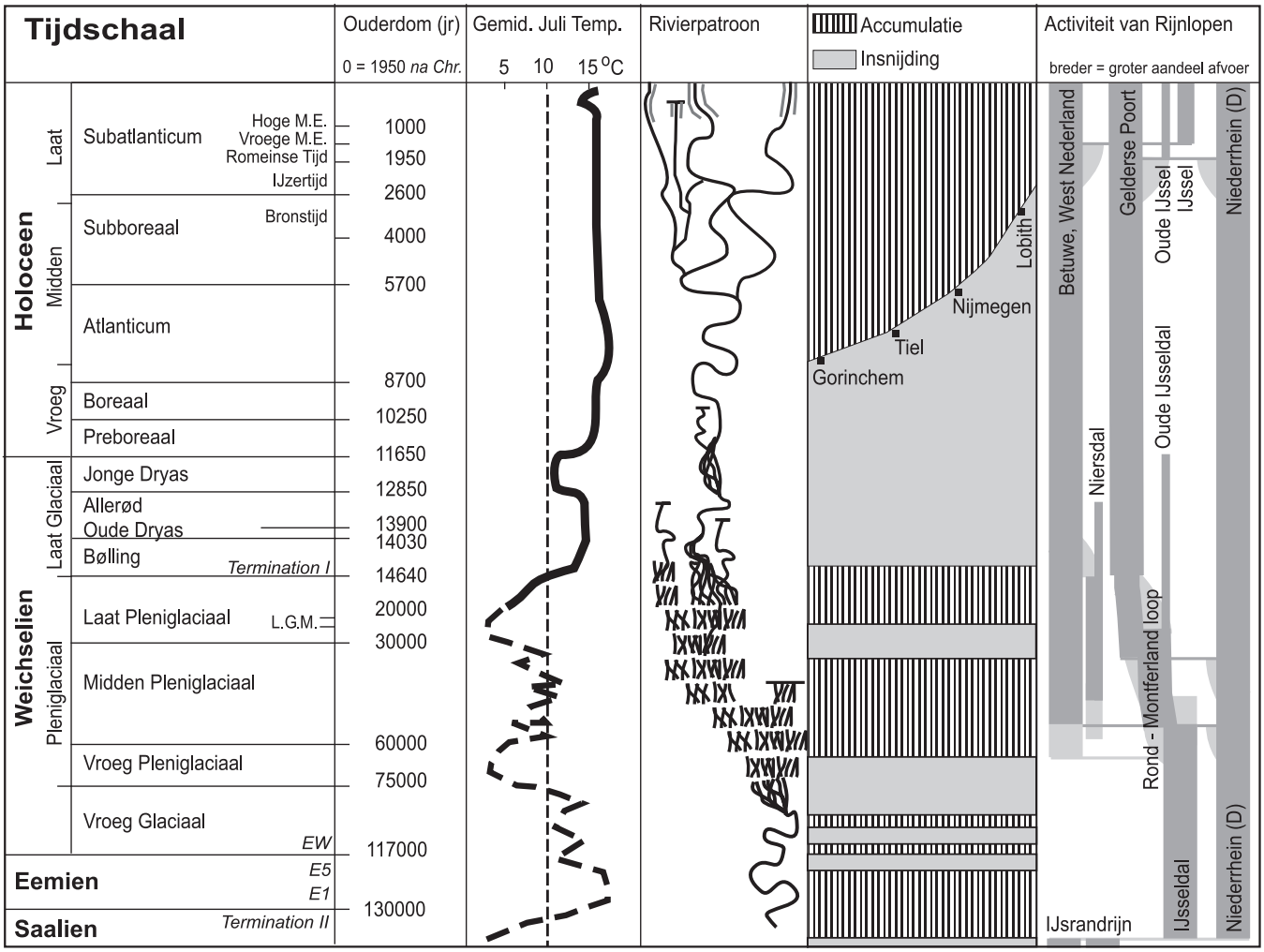
Kenmerken van de rivierafzettingen

Laat Pleistoceen dal: vlechtende rivieren

Vlechtende rivieren worden gekenmerkt door een stelsel van vele kleine, meestal matig brede en ondiepe geulen (smaller dan van rivieren met vergelijkbaar debiet en dalverhang van een meanderend type), die zich herhaaldelijk splitsen en weer bij elkaar komen. Tussen de geulen liggen zand- en grindbanken die bij hoogwater overstroomd raken. De watervoerende geulen kunnen zich in het losse materiaal zeer snel verleggen, omdat het materiaal relatief gemakkelijk opnieuw wordt opgenomen.

In de koude perioden van de ijstijden was de afvoerverdeling van de Rijn over het jaar veel sterker gepiekt dan dat in de huidige klimaatsituatie het geval is. Dit was belangrijk voor het ontstaan van de vlechtende riviervlaktes. Tijdens ijstijden vormde zich in Midden en West Europa tussen de ijskappen in het noorden en de sterk vergletsjerde Alpen in het zuiden een gebied met permanent bevroren bodems (permafrost). Onder deze omstandigheden accumuleerde neerslag in de vorm van sneeuw gedurende vele maanden (in Nederland en in het bovenstroomse gebied) en smolt dan laat in de lente in korte tijd weg, wat winterse vriesdroogte deed afwisselen met grote piekafvoeren. De sedimenten van vlechtende rivieren in de nederlandse situatie zijn meestal zandig en vooral in het oosten van Nederland rijk aan grind en stenen. Naast de omvang van het sedimenttransport bij hoge afvoer (capaciteit bij heersend klimaat en geografische omstandigheden) zijn de oorzaken hiervan (1) nabijheid van erosiegebieden zoals de Eifel, Rheinisch Massief en de Ardennen ca. 150 km stroomopwaarts en (2) de aanwezigheid van oudere, vergelijkbaar-grindige vlechtende rivierafzettingen in het gebied en direct stroomopwaarts, uit eerdere pleistocene perioden, al dan niet in gestuwde positie. Het eerste is het resultaat van de langere geologische voorgeschiedenis tot 350 miljoen jaar terug. Het tweede is het gevolg van de jongere geologische voorgeschiedenis, vooral de toename aan klimaatvariatie in de laatste 1 miljoen jaar (strengere ijstijden). Afgezien van verschillen in afvoer van water en sediment, hadden de vlechtende rivieren vergeleken met latere meanderende rivieren gemakkelijker erodeerbare oevers (meestal in zandig materiaal en zeer schaars begroeid) waardoor een brede, ondiepe bedding met zandbanken en geulen kon bestaan.

In het Jonge Dryas tijdvak (12.800-11.700 jaar geleden, Fig. 12) bestond er in het zuiden van het Land van Maas en Waal enige tijd een vlechtend riviersysteem in het Maasdal, waarvan de zandbanken periodiek droogvielen. Ook in het dal van de Oude IJssel is een vlechtend patroon van Jonge Dryas ouderdom bewaard gebleven (Hs 8). In het hoofddal van de Rijn, dat in het Jonge Dryas aanzienlijke hoeveelheden vulkanisch materiaal van de Laacher See eruptie (as, puimsteen) te verwerken kreeg, waren zandbanken ook talrijk. Onder deze omstandigheden kon de wind vat krijgen op het kale zandoppervlak. Langs de terrasranden van de actieve bedding waaide het zand op tot grote rivierduincomplexen (zie ook Hs 6, Land van Maas en Waal). Ze zijn opgebouwd uit homogeen, goed gesorteerd, kalkloos zand met



Figuur 12 Tijdschaal, temperatuurontwikkeling en rivierpatroon in het Laat Pleistoceen (Eemien, Weichselien) en Holoceen. Compilatie gebaseerd op Berendsen & Stouthamer, 2001; Kasse e.a. 2005; Busschers e.a., 2007; Gouw & Erkens, 2007; Hoek, 2008; Willemse, 2008 en verdere bronnen aangehaald in deze publicaties.

een gemiddelde korrelgrootte van 210-300 µm. Dit zand is goed doorlatend, maar de duinen liggen op een circa 40 cm dikke, stugge grijsblauwe kleilaag die ondoorlatend is. Deze zeer kenmerkende kleilaag (Laag van Wijchen) is gevormd door overstromingen in de periode die aan het Jonge Dryas vooraf ging (Bølling en Allerød tijdvakken, 14.500-12.800 jr voor heden; Fig. 12). Een dergelijk laagpakket is vrijwel overal in het Gelders Rivierengebied direct onder de basis van de deltaïsche afzettingen terug te vinden. Het laagpakket heeft stroomafwaarts equivalenten op diepte in Zuid-Holland (Hijma e.a., 2009) en stroomopwaarts aan het maaiveld in Nordrhein-Westfalen en de Achterhoek. Zie Autin (2008) voor wat betreft de stratigrafie van deze afzettingen binnen het gekarteerde gebied.

Holocene dal en delta: stroomruggen van meanderende rivieren

Een meanderende rivier bouwt een stroomgordel op, bestaande uit bedding- en oeverafzettingen (Fig. 8a). De *beddingafzettingen* bestaan voor het grootste deel uit zand, met op een diepte van enkele meters onder het maaiveld vaak een bijmenging van grind. De zone waarbinnen de beddingafzettingen voorkomen, wordt de beddinggordel of meandergordel genoemd. Deze zone bestaat dus uit goed doorlatende afzettingen, die vrijwel steeds in contact staan met de pleistocene zandondergrond, welke eveneens goed doorlatend is.

In Figuur 13 bestaat de meandergordel uit de riviergeul (bedding, al dan niet dichtgeslibd met klei) en kronkelwaarden: zandbanken uitgebouwd in de binnenbocht van de geul (al dan niet bedekt met oeverafzettingen).

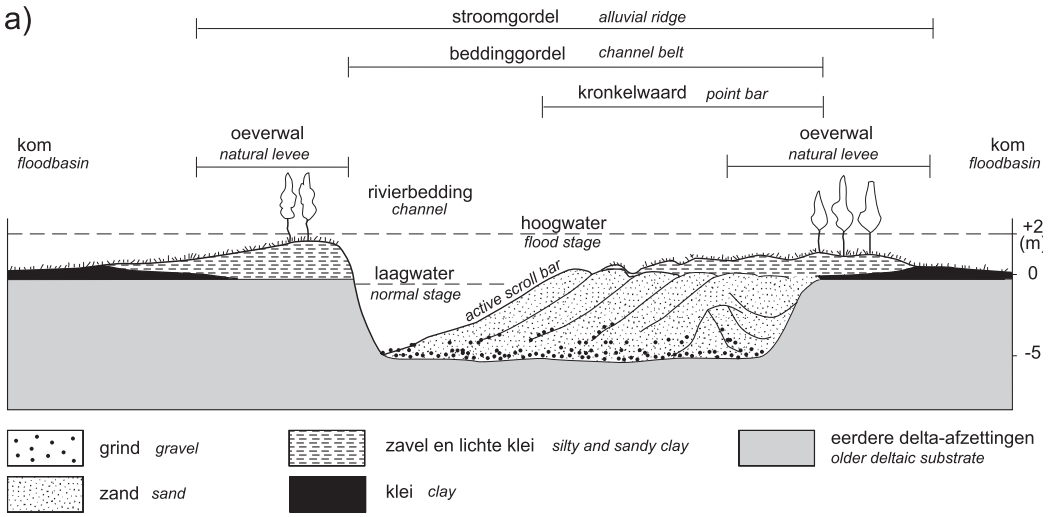
Oeverafzettingen bestaan uit fijnzandige klei (zavel) en lichte klei; soms komen dunne laagjes fijn zand voor. Deze afzettingen zijn doorgaans één tot enkele meters dik en matig tot slecht doorlatend. Bij natuurlijke meanderende rivieren bestaan de oeverwallen uit ruggen van 1-2 m hoogte. Bij lage waterstanden stroomt de rivier tussen zijn oeverwallen. Alleen bij hoge waterstanden worden de oeverwallen overstroomd, waardoor rivierwater en fijne sedimenten (silt en klei) de overstromingsvlakte in worden gevoerd. Waar het water tot stilstand kwam, zakten silt en kleideeltjes uit tot op de bodem en vormden zo een ondoorlatend pakket. Doordat oeverafzettingen zich ophogen tot het niveau van de hoogste waterstanden, zijn in het terrein naast de oeverwallen langs huidige beddingen, ook de oeverwalruggen van oudere rivierlopen te zien.

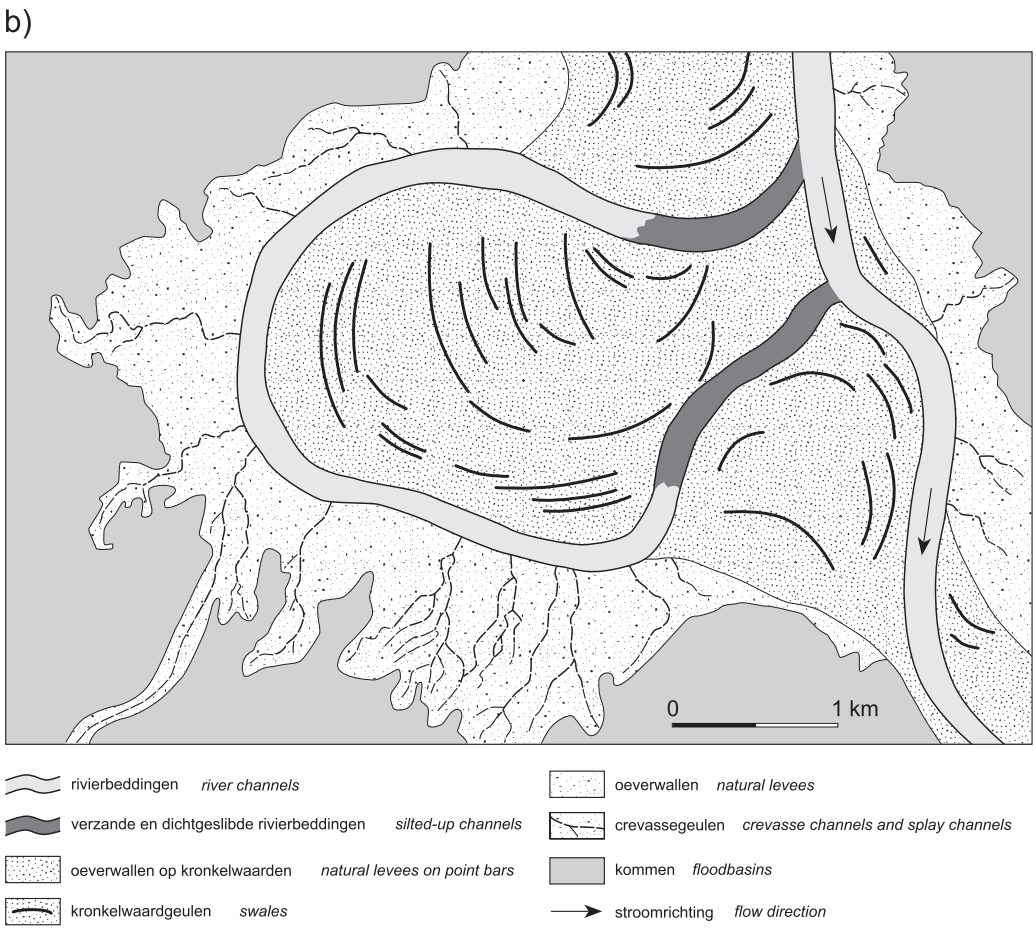
Het lintvormige gebied waarbinnen beddingafzettingen, geulopvullingen en oeverwallen voorkomen wordt de stroomgordel genoemd. Waar kleiige afzettingen in de kommen meer zijn ingeklonken dan de zandige afzettingen in de stroomgordel, is het oorspronkelijke hoogteverschil tussen stroomgordel en kom versterkt. Een stroomgordel die daardoor in het tegenwoordige landschap nog als hoogte in het terrein te herkennen is, wordt stroomrug genoemd. Stroomgordels en stroomruggen omvatten een veelal een geheel of gedeeltelijk met klei dichtgeslibde rivierbedding, de bijbehorende oeverwallen, en in binnenbochten zogenaamde *kronkelwaarden* (Fig. 13).

Kronkelwaarden bestaan geheel uit zand (soms met grind), terwijl oeverwallen langs de concave oever (de 'buitenbocht') vooral uit zavel en lichte klei bestaan. Zand ontbreekt hier, of komt slechts voor in dunne lagen. De oorzaak van dit verschil in lithologie ligt in het stromingsgedrag van water door meanderende geulen en de verschillen in transportwijze tussen grover (zand) en fijner (klei) sediment. Het water dat in de rivierbedding van meanderende rivieren stroomt, erodeert materiaal aan de buitenzijde van een meanderbocht, en zet het opgenomen zand af op de concave binnenbochtoever in de bedding. Hoe meer aan de buitenbocht wordt geërodeerd en aan de binnenzijde wordt gesedimenteerd, hoe breder de kronkelwaard wordt en hoe steiler de buitenbocht oever wordt. Rivierzand wordt voornamelijk over de bodem van een geul getransporteerd (in de vorm van ribbels en duintjes), terwijl fijner materiaal zwevend in de hele waterkolom meegevoerd wordt.

Langs de buitenbocht vindt alleen sedimentatie plaats tijdens de hoogste waterstanden. In dat geval verlaat een deel van het water en zwevend sediment de hoofdstroom door de riviergeul. In het overstroomde, begroeide gebied naast de geul vermindert de stroomsnelheid van dat water aanzienlijk en komt het meegevoerde sediment tot bezinking. Het meeste en grofste sediment (de grovere fracties uit het zwevend transport tijdens hoge afvoeren en een deel van de fijnere fractie) komt dicht bij de bedding tot bezinking, als gevolg van de snelle afname van de stroomsnelheid van het water waar dat buiten de oevers treedt. Dit mechanisme zorgt voor de opbouw van *oeverwallen* langs de rivierbedding (Fig. 13). Als gevolg van de sterke afname in transportcapaciteit met toenemende afstand tot de geul, neemt de korrelgrootte van het afgezette materiaal en de dikte van overstromingssedimenten dwars op de rivier over korte afstand aanmerkelijk af. De oeverwallen worden breder en gelijkmatiger van hoogte naar mate de geul langer bestaat.

Rivierbeddingen kunnen buiten werking raken, door een verlegging van de rivier of door een afsnijding van een meanderbocht. In het rivierengebied komen zowel natuurlijke als door de mens aangelegde meanderhalsafsnijdingen voor. Een voorbeeld van kunstmatige afsnijdingen zijn de meanders van de Maas bij Lithoijen en Megen en van de Gelderse IJssel

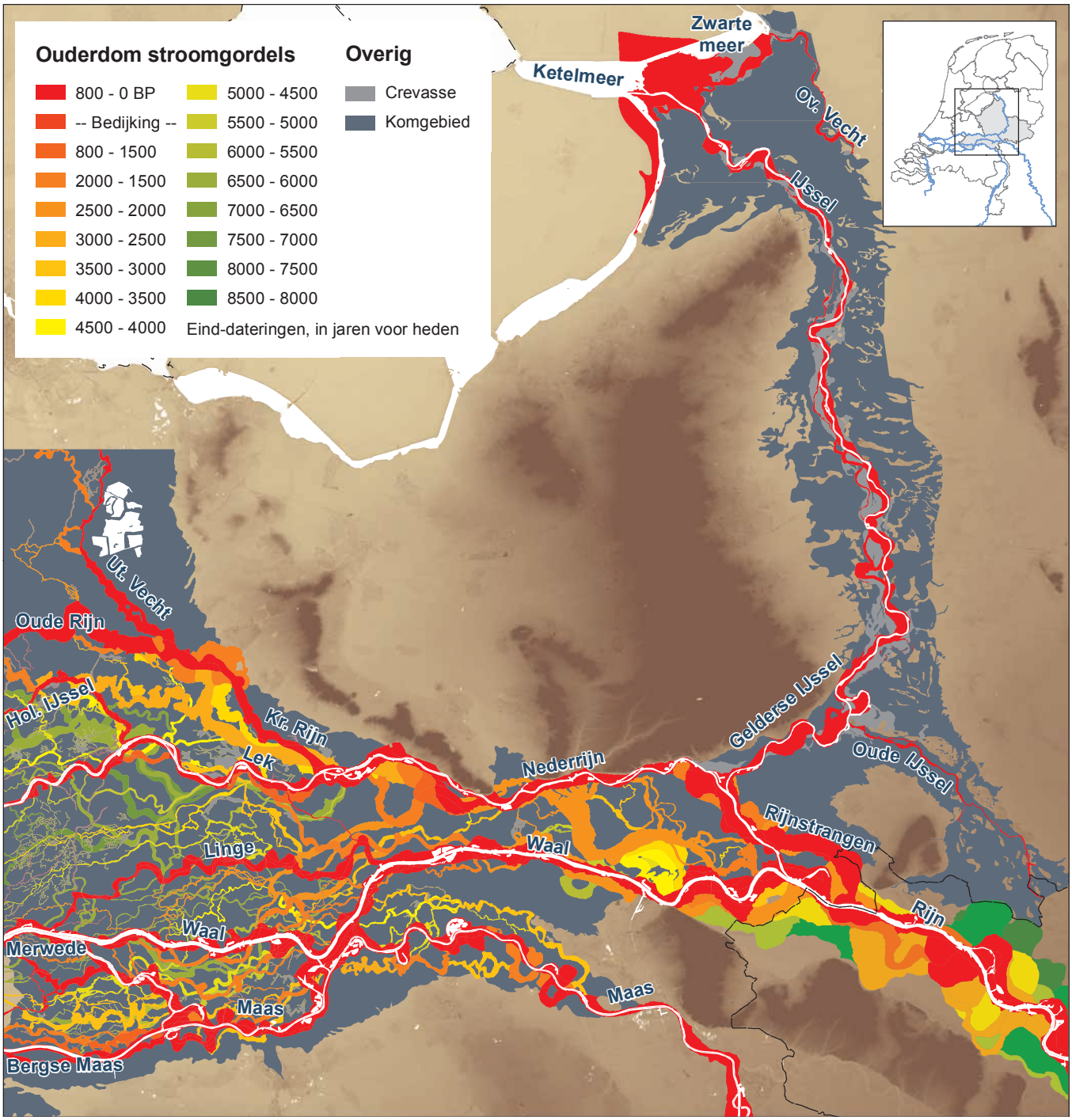




Figuur 13 a) Doorsnede van een kronkelwaard en geomorfologische terminologie; b) Stroomrug en kom van een meanderende rivier. Naar Berendsen & Beukenkamp, 1983; bijgewerkt.

bij Rheden en Doesburg. Een overzicht van natuurlijke rivierverleggingen (avulsies) over een afstand groter dan twee meanderbochten wordt gegeven door Stouthamer & Berendsen (2000) en Berendsen & Stouthamer (2001).

Verlaten riviergeulen die voornamelijk zijn opgevuld met veen en klei van jongere rivieren, worden ook wel *restgeulen* genoemd. Deze geulen zijn vaak als een langgerekte depressie in het terrein te herkennen. Ze steken meerdere malen over van de ene rand van de meandergordel naar de andere (Fig. 8). De geulen hebben in stroomafwaartse richting een sterk wisselende diepte / dikte van de restgeulopvulling. Een veel voorkomende diepte (t.o.v. het beddingzand in de directe omgeving) tot aan het beddingzand is 1 à 2 m, maar de geulen kunnen lokaal veel dieper zijn, vooral in scherpe bochten. Een voorbeeld is de afgesneden Maas-meander ten noorden van Ammerzoden, die plaatselijk 7-8 m diep is.



Figuur 14 Ouderdom van stroomgordels en verbreiding van komafzettingen in de Rijn-Maas delta. Naar Berendsen & Stouthamer, 2001; bijgewerkt met resultaten Cohen, 2003; Gouw, 2007; Erkens, 2009 en de zanddieptekartering van het IJsseldal (Hs 8).

Binnen de beddinggordels van de Rijn-Maas delta zijn twee typen restgeulen te onderscheiden: (i) restgeulen die over meerdere meanders te vervolgen zijn en die ontstaan zijn ten gevolge van verleggingen en verlaten raken van hele riviertakken, (ii) restgeulen die over een enkele meander te vervolgen zijn en die ontstaan zijn ten gevolge van meanderbochtafsnijdingen. Voorbeelden hiervan zijn talrijk, zowel in het oostelijke als het westelijke deel van het Gelders rivierengebied (Törnqvist, 1993a; Stouthamer, 2001). In de delta domineert het eerste type, direct bovenstrooms domineert het tweede type.

Daarnaast zijn op diepte in de top van het 'pleistocene' zand restgeulen aangetroffen. Ook op deze restgeulen is de bovenstaande tweedeling van toepassing. Voorbeelden zijn talrijk in het Land van Maas en Waal en de Over-Betuwe. Ten opzichte van het maaiveld bedraagt de diepte tot het pleistocene zandoppervlak lokaal meer dan 8 meter, ongeveer 4 à 5 m dieper dan het gemiddelde pleistocene zandoppervlak. Deze geulen dateren meestal uit het begin van het Holoceen (Berendsen e.a., 1995; Cohen, 2003).

Holocene delta: komgebieden

Komafzettingen worden gevormd wanneer een riviertak in de delta een te veel aan water van bovenstrooms te verwerken krijgt. In dat geval overstijgt de waterspiegel in de geul de top van de oeverwal en overstroomt de riviervlakte. De kom wordt door oeverwallen van de rivierbedding gescheiden en de ligging van het maaiveld is enigszins hol (Fig. 13). Hierdoor zijn stroomsnelheden tijdens het volstromen en weer droogvallen laag tot nihil. Vooral het weer droogvallen na een overstroming is onder natuurlijke omstandigheden in de stroomafwaartse delen van de delta een traag proces. Klei kan er overstroming-opoverstroming in verzamelen en bezinken en zo tot pakketten 'komklei' opbouwen. In het Gelders rivierengebied en langs de IJssel bestaan de komafzettingen uit zware en lichte klei. Soms komen dunne veenlagen voor.

De term 'kom' slaat op de lagere ligging van de overstromingsvlakte tussen oeverwallen van riviertakken en de stagnerende werking van de ondergrond op ontwatering na een overstroming. In de dalsituatie van voor het ontstaan van de delta verdient de term 'overstromingsvlakte' voor het gebied naast de actieve meanders de voorkeur boven de term 'kom'. Naar verhouding staan komgebieden in de delta gedurende het jaar veel langer onder water dan de overstromingsvlaktes in het rivierdal bovenstrooms. Ook tussen het bovenstroomse en benedenstroomse gebied waren er in de natuurlijke situatie grote verschillen in de overstromingsfrequentie en duur van de komgebieden.

Pakketten komklei kunnen in de delta diktes van meerdere meters bereiken. Waar komkleilagen dankzij de aanwezigheid van ingeschakelde veenpakketten of bodems onderling te onderscheiden zijn, zijn decimeters-dikke lagen te herleiden tot de voormalige rivierlopen waaruit zij zijn afgezet. Het dikteverloop van een laag komklei is afhankelijk van de grootte van het komgebied en de afstand tot actieve rivierlopen, maar ook van de bestaansduur en de sedimentlast van die rivierlopen. Wanneer een kom zo groot is, zo dicht met vegetatie begroeid is, of zover benedenstrooms gelegen is dat er bij overstromingen in grote gebieden met het water slechts zeer geringe hoeveelheden klei worden aangevoerd, kan er onder omstandigheden met een hoge grondwaterspiegel veen worden gevormd. In West-Nederland kunnen bedoelde veenpakketten tot 10 m dikte reiken (bijv. Hijma e.a., 2009).

Pakketten kleiig veen bereiken in de kommen van het westelijk deel van de Bommelerwaard, de Tielerwaard en de Neder-Betuwe een dikte tot ruim een meter (bijv. Gouw & Erkens, 2007). In verder oostelijk gelegen komgebieden komen pakketten veen van enige dikte nauwelijks voor. In het dekzand en beekdalengebied buiten de overstromingsvlakte (IJsseldal, Liemers) vond wel uitgestrekte veenvorming plaats, maar ondere andere omstandigheden dan in de komgebieden van de Rijn-delta. Uitgestrekte afzetting van klei is in Nederland een fenomeen dat exclusief aan de komgebieden van de grote rivieren Rijn en Maas kan worden toegeschreven. De kleinere rivieren en beken hebben een relatief zandig

achterland en vervoeren nauwelijks klei. Hun overstromingsafzettingen zijn siltig (verspoelde löss) en van beperkt volume en beperkte uitgestrektheid. In het noorden van het IJsselgebied, was tot aan het ontstaan van de IJssel nauwelijks sprake van klei-afzetting.

Vooral de riviertakken uit de jongste 3000 jaar hebben relatief dikke pakketten komafzettingen afgezet (tot aan hun bedijking, 800 jaar geleden). Deze strekken zich bovendien tot op zeer grote afstand van de rivierlopen uit, wat duidt op aanzienlijke toename van de sedimentlast tijdens hun bestaan (Erkens e.a., 2006; Erkens, 2009). In het oostelijk deel van het rivierengebied (Over-Betuwe, Liemers) vond de meest omvangrijke komsedimentatie pas in de laatste millennia voor de bedijking plaats (Erkens & Cohen, 2009; uitgedrukt in termen van gebiedsgemiddelde verticale aggradatie snelheden per 500 jaar). Dit wordt beschouwd als het gevolg van toegenomen erosie in lössgebieden in het Duitse achterland sinds de Bronstijd. In de millennia daarvoor was de aanvoer van klei van geringere omvang waardoor de komafzettingen uit de begintijd van deltavorming zich minder ver lateraal uitstrekken, humeuzer zijn en overgaan in venige kompakketten.

Crevasse-afzettingen worden gevormd waar oeverwallen langs een rivier lokaal doorbroken worden (Fig. 13b), bijvoorbeeld tijdens de passage van een piekafvoer door de rivier of bij de vorming van een ijsdam. Het gevolg van de oeverwaldoorbraak is de vorming van een doorbraakgeul die zich in de richting van de kom uitstrekt en daar al dan niet vertakt. Vanuit deze crevassegeul vindt sedimentatie van relatief grof materiaal in de kom plaats (crevasseafzettingen), op aanmerkelijk grotere afstanden van de bedding dan dat bij oeverwallen het geval is. Kenmerkend voor crevassecomplexen is de grote lithologische afwisseling op korte afstand. In geomorfogenetische zin dient verder onderscheid gemaakt te worden tussen het crevassecomplex op de doorbraaklocaties zelf (geulen ingesneden in substraat) en in het sedimentatiegebied stroomafwaarts daarvan (uitwaaierend pakket afzettingen met geulen daarbinnen) – zie Hs 4.

Binnen de crevasse-afzettingen wordt onderscheid gemaakt in (i) lichamen van smalle zandige *crevasseruggen* met daarbinnen smalle, meestal ondiepe *crevassegeulen*, (ii) *crevassewaaiers* van met toenemende afstand steeds fijner wordend kleiig sediment die uiteindelijk overgaan in komkleien. De zandlichamen van crevasseruggen hebben doorgaans een beperkte dikte (ten hoogste enkele meters) en een relatief geringe breedte. De crevassecomplexen in het oostelijk deel van het rivierengebied takken aan op relatief grote riviergeulen, omdat de delta er minder vertakt is dan verder benedenstrooms. Ze zijn er tamelijk talrijk en vullen niet alleen laaggelegen komgebieden maar bedekken en doorkruisen ook oudere zandbanen. Uit begeleidend archeologisch onderzoek bij de aanleg van de Betuweroute is duidelijk geworden dat, sinds de Bronstijd, crevassecomplexen enkele generaties bewoond werden, om vervolgens om redenen van vernatting te worden verlaten voor andere locaties, zoals meer permanent bewoonbare oeverwallen (Arnoldussen, 2008).

Er kan tussen de crevassecomplexen verder onderscheid gemaakt worden in lichamen die zich tijdens overstromingen boven de overstromingsvlakte hebben opgebouwd (vergelijkbaar met oeverwallen; talrijk in het oosten van het rivierengebied) en lichamen die in zeer natte komgebieden die het hele jaar onder water staan gevormd zijn als opvullingen van ondiepe meren, talrijk in het westen van het rivierengebied. Van die laatste situatie zijn het Biesboschgebied stroomafwaarts van Gorinchem (Zonneveld, 1960) en de IJsseldelta stroomafwaarts van Kampen (Ente, 1971) historische voorbeelden. Ook het merengebied van de Utrechtse Vecht was tot de Romeinse Tijd zo'n gebied (Bos e.a., 2009).

Crevassecomplexen kunnen, in relatief zeldzame gevallen, uitgroeien tot een riviersplitsing en daarbij rivierafvoer van een oudere tak permanent overnemen (d.w.z. ook tijdens lage afvoeren). Waar zo een nieuwe stroomgordel ontstaat, is de beddinggordel (zandbaan) vaak smaller dan de gordel van initiële crevasse-afzettingen die nabij het doorbraakpunt voorkomen. Met andere woorden: ondiepe, dichtslibbende crevassegeulen en –waaiers komen voor over een grotere breedte, dan de breedte waarbinnen de nieuw ontstane

hoofdgeul daarna meanderde. Alleen als een nieuw gevormde stroomgordel lang actief blijft (geen nieuwe avulsies stroomopwaarts) en zij haar meanders in de loop der tijd afsnijdt en omwerkt, kan haar beddinggordel tot grotere breedte dan de initiële crevassegordel uitgroeien. In het westelijke rivierengebied was dit zelden het geval, en in het oostelijke rivierengebied juist veelvuldig. De meeste riviertakken worden over enige kilometers vanaf het splitsingpunt geflankeerd door crevasse-afzettingen, uit de tijd van het ontstaan van de riviertak (*'avulsion belt'*; Stouthamer, 2001; Gouw, 2007).

Van Zutphen tot Wijhe is langs de beddinggordel van de meanderende hoofdgeul van de IJssel over uitzonderlijke afstand een begeleidend crevassecomplex gekarteerd. Dit complex dateert uit de periode dat de Gelderse IJssel ontstond. Dateringen volgens verschillende methodieken (zie Hs 8) plaatsen het ontstaan van dit crevassecomplex en de Gelderse IJssel als Rijntak in de Vroege Middeleeuwen. De uitgestrektheid van dit crevassecomplex is toe te schrijven aan een aantal specifieke omstandigheden / factoren:

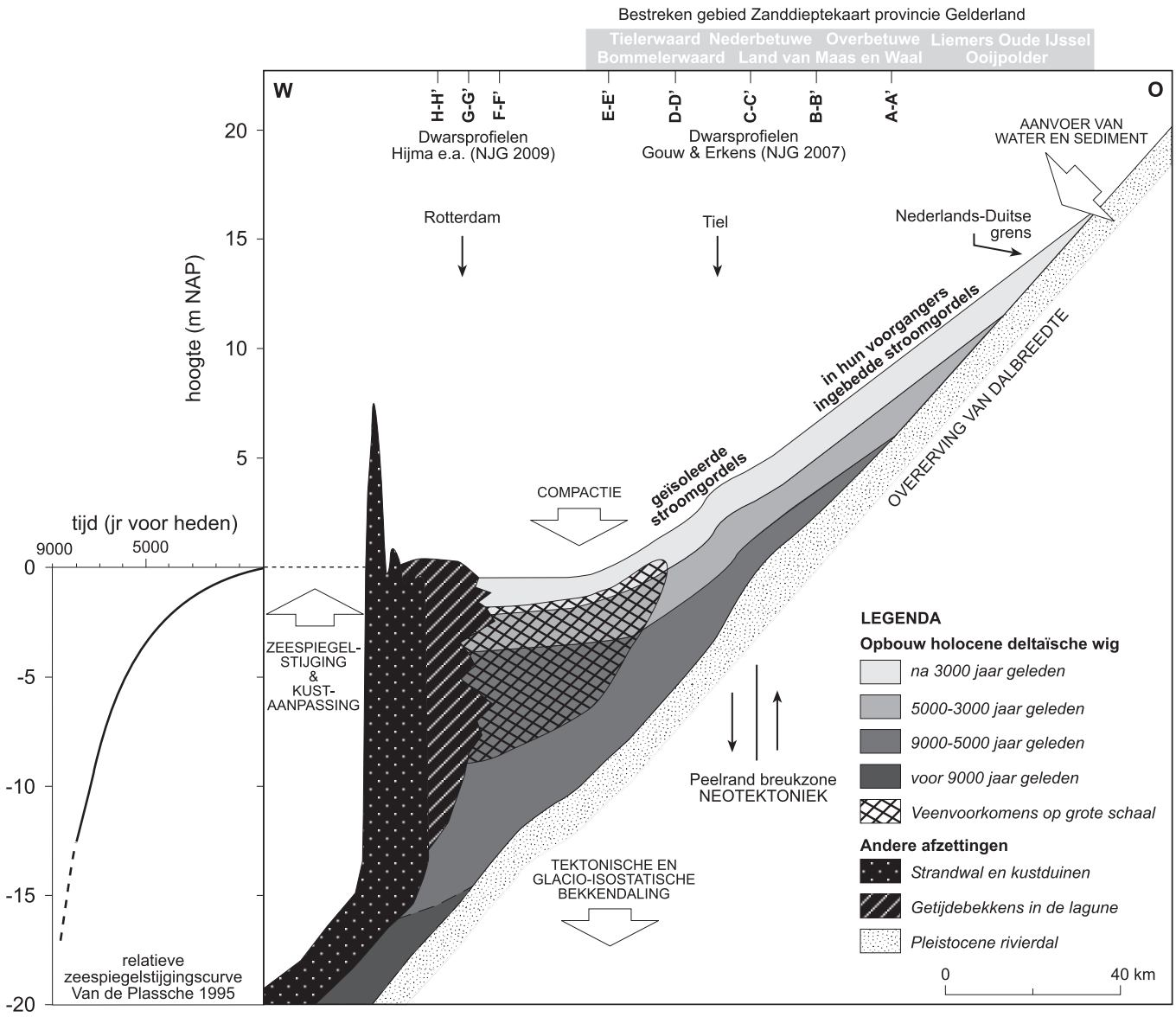
- Het betreft een afsplitsing van de Rijn die relatief bovenstrooms in de delta plaatsvond, weliswaar stroomafwaarts van het splitsingspunt met de Waal maar vermoedelijk uit de toenmalige hoofdloop van de Rijn, tijdens een zeldzaam grote overstroming.
- Het betreft een avulsie uit het 1e millennium na Chr., een tijdvak waarvoor is aangetoond (Erkens, 2009) dat de sedimentlast aan klei en silt in de Rijn bovengemiddeld groot was.
- Het betreft een crevassecomplex dat talrijke rivierduinen en dekzandruggen heeft versneden en verspoeld. Deze crevasse-afzettingen bestaan voor een groot deel uit omgewerkt lokaal substraat (dekzand), in afwijking van de crevassecomplexen elders in het rivierengebied. De fijnere klei en silt fracties in de afzettingen zijn wel overwegend door de beginnende IJssel van ver bovenstrooms via de Rijn aangevoerd.

Holocene delta: anastomoserende rivieren

De voormalige riviersystemen in het westelijk deel van de provincie Gelderland, in het bijzonder in de Tielerwaard en in een deel van de Neder-Betuwe, zijn niet van het meanderende type. Het zijn riviersystemen met smalle beddinggordels, die ondanks de geringe breedte tamelijk dik zijn en vaak contact maken met de pleistocene zandondergrond. De riviergeulen uit dit systeem vertonen eenmaal onstaan weinig verdere bocht-ontwikkeling: er was nauwelijks bochterosie en dus nauwelijks laterale verlegging. Ze worden daarom ook wel aangeduid als 'rechte' rivieren (Makaske, 1998). Daarnaast bestonden er verscheidene riviertakken van beperkte afvoercapaciteit gelijktijdig. Deze geulen splitsten zich en kwamen verder stroomafwaarts weer bij elkaar maar wel was de positie van de geulen tamelijk stabiel. Tussen de geulen lagen komgebieden, met een ondergrond opgebouwd uit klei en veen. Rivieren met een dergelijk netwerk van geulen worden *anastomoserende rivieren* genoemd.

In vergelijking met meanderende rivieren hebben de anastomoserende rivieren de volgende kenmerken: een lage gradiënt, een lage kronkelfactor, een hoge sedimentatiesnelheid, goed ontwikkelde oeverwallen, weinig kronkelwaardruggen, vrijwel geen meanderhals-afsnijdingen, veel verlaten geulen, veel stroomgordelverleggingen, *veel crevasse-afzettingen*, en een geringe breedte/diepte-verhouding (dus smalle, dikke zandlichamen). Tussen de geulen van het anastomoserend systeem bevinden zich vele ondiepe meren en treedt vaak veenvorming op.

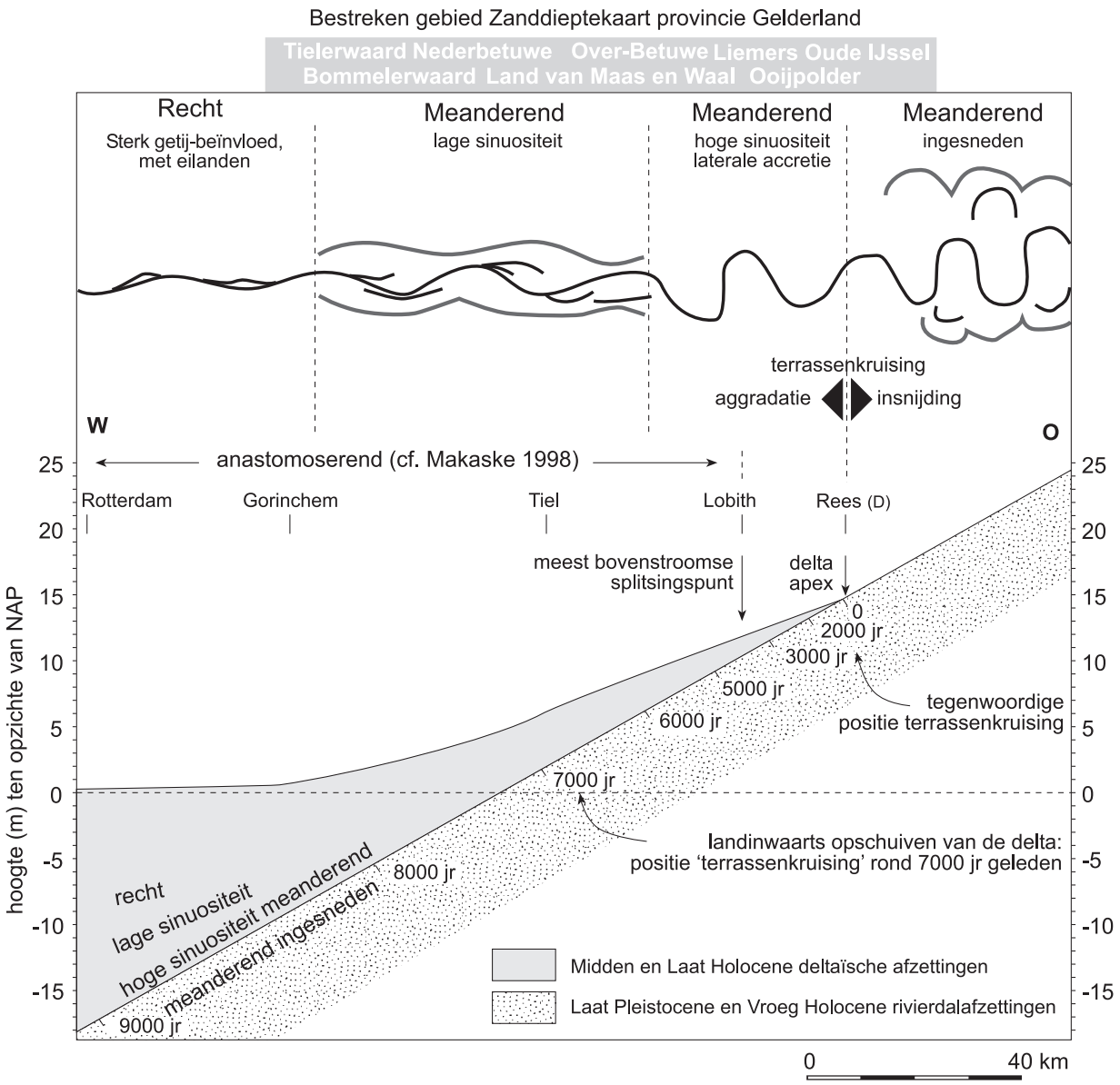
De Tielerwaard markeert een overgangsgebied waar tussen 7000 en 4000 jaar geleden meanderende riviertakken door avulsies overgingen in een anastomoserend netwerk van kleinere riviertakken. De hoofdtak van de Rijndelta volgde in deze periode stroomafwaarts van Wijk bij Duurstede de loop van de Kromme Rijn en de Oude Rijn. De beddinggordels door de Tielerwaard zijn relatief smal maar talrijk en kunnen ten dele als megacrevasses beschouwd worden. In het oostelijk deel van de Tielerwaard hebben de beddinggordels overwegend kenmerken van meanderende rivieren. In het westelijk deel overheersen de kenmerken van rechte anastomoserende rivieren. In deze periode was er dus sprake van een *stroomafwaartse* overgang in rivierpatroon, binnen het rivierengebied (Berendsen & Stouthamer, 2000).



Figuur 15 Opbouw van de holocene delta in tijd en ruimte, en de diverse sturende factoren daarop. Naar Gouw & Erkens, 2007; Erkens & Cohen, 2009.

Het voorkomen van anastomoserende rivieren in het westen van het rivierengebied illustreert ook de veranderlijkheid van het rivierenpatroon in de tijd binnen het Holoceen (Fig. 15, 16). De beddinggordels die ouder zijn dan 7000 jaar hebben overal een meanderend karakter (Törnqvist, 1993; Gouw & Erkens, 2007). Beddinggordels uit de periode tussen 7000 en 4000 jaar geleden zijn in het westen anastomoserend en in het oosten meanderend. De jongste beddinggordels (zoals die van de Linge en de Waal) hebben daarentegen zowel in het westen als in het oosten een meanderend karakter (Berendsen & Stouthamer, 2001; Wolfert, 2001).

De oorzaak van de veranderingen ligt in het samenspel van overgeërfde lokale omstandigheden (de positie t.o.v. de Noordzee, de aanwezigheid van stuwwallen en dekzand langs de noordrand van de delta en de Peelrandbreuk in de ondergrond) en externe factoren waarbij zeespiegelstijging aan de riviermonding (Törnqvist, 1993), verschillen in bodemdaling tussen het oosten en het westen van het rivierengebied (Cohen, 2003) en een toename van de fijne sedimentlast van de Rijn in de laatste 3000 jaar (Erkens, 2009) de belangrijkste zijn (Fig. 15, 16).



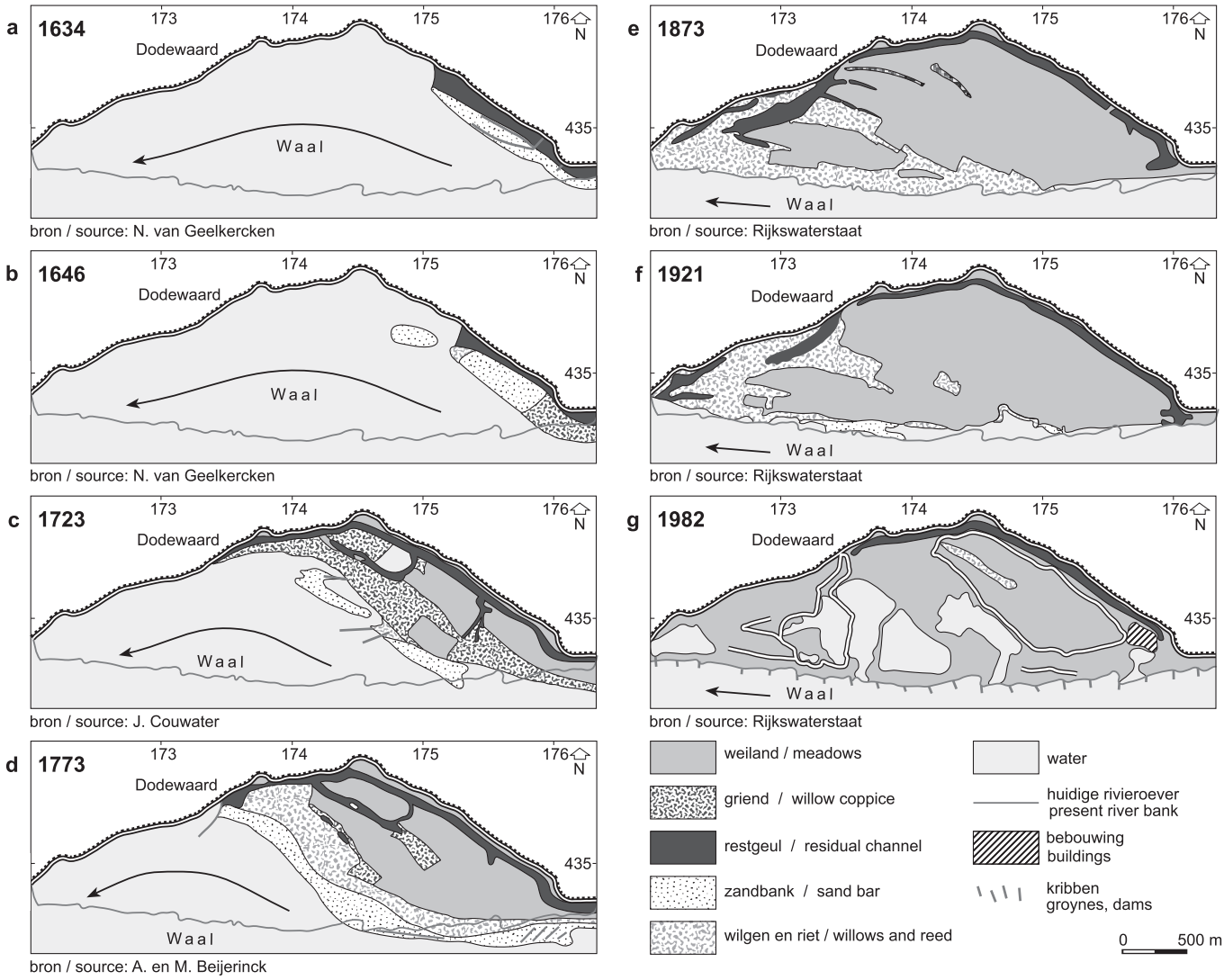
Figuur 16 Veranderingen in riviermorfologie in ruimte en tijd. Nabij de terrassenkruising, waar gemakkelijk erodeerbaar zand op geringe diepte voorkomt, komen meanderende rivieren voor en is het verhang nog vrij groot. In stroomafwaartse richting neemt het verhang af en de diepte tot makkelijk erodeerbaar zand toe. Rivieren hebben daar een meer rechte loop. Deze longitudinale successie van riviertypen schoof gedurende het Holoceen in oostwaartse richting op. Naar Wolfert, 2001; Berendsen, 2004a; gewijzigd.

Huidige situatie: bedijkte rivieren met uiterwaarden

Aan het vrij meanderen en verleggen van de rivieren werd vanaf 1000 na Chr. een eind gemaakt met het bedijken van de grote rivieren. De bedijking begon in West-Nederland, en breidde zich geleidelijk uit in oostelijke richting: begin 12e eeuw vooral langs de Lek en Waal, begin 14e eeuw ook langs de IJssel. Omstreeks 1350 na Chr. was de bedijking van de grote rivieren in Nederland voltooid. Daarmee begon de ontwikkeling van een door de mens gecreëerd landschapselement, de *uiterwaarden*.

Vanaf de 17e eeuw werd de ontwikkeling van de uiterwaarden langs Nederrijn-Lek, IJssel en Maas gekenmerkt door kleinschalige aangroei en erosie (Middelkoop, 1997; Maas e.a., 1997, Hesselink, 1998, 2002; Hudson e.a., 2008). De aangroei werd in sterke mate gestimuleerd door de mens door het aanleggen van kribben. Delen van uiterwaarden die niet bekribd zijn, worden gekenmerkt door het voorkomen van kronkelwaarden, oeverwallen en restgeulen. Het profiel van de uiterwaarden wordt vaak gekenmerkt door een zandig kleidek, bestaande

uit hoogwatersedimenten op zandige beddingafzettingen. De zanddiepte in de kronkelwaarden varieert tussen 0 en 3 m -mv. In de stroomafwaartse delen van de kronkelwaard worden lange depressies parallel aan de rivierbeddingen aangetroffen. Deze langgerekte depressies, die vaak nog water bevatten, worden strangen genoemd (in feite zijn dit restgeulen binnen de uiterwaarden). De zanddiepte in de strangen varieert sterk, gemiddeld 2-3 meter met uitschieters tot 10 m beneden maaiveld. De strangen zijn het diepst in het stroomafwaartse deel van de kronkelwaarden. Soms zijn strangen geheel opgevuld met klei en zand dat is aangevoerd door de huidige rivierloop.



Figuur 17 Gereconstrueerde ontwikkeling van een uiterwaard langs de Waal. Naar Middelkoop, 1997.

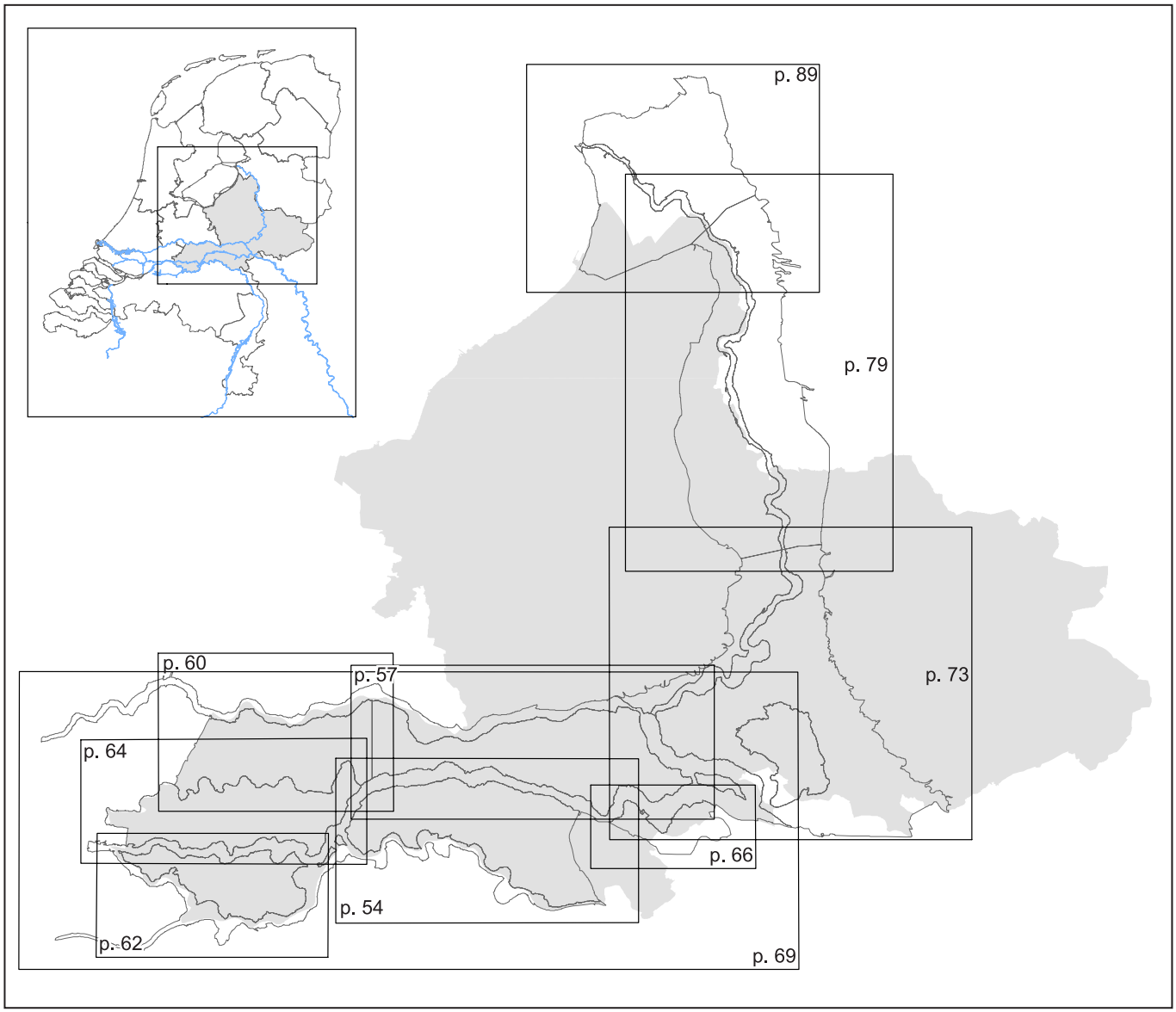
In de uiterwaarden langs de Waal moest de huidige morfologie in het begin van de 17e eeuw nog grotendeels gevormd worden. Pas vanaf het eind van de 19e eeuw had het gebied min of meer de huidige landschapsvorm. Bij de ontwikkeling van de uiterwaarden langs de Waal heeft de ligging van de Middeleeuwse winterdijk een belangrijke rol gespeeld (Middelkoop 1997). De vorm van deze uiterwaarden is daardoor bijzonder: om de 3 tot 5 km wordt het buitendijkse gebied ingesnoerd door de winterdijk. Stroomafwaarts van een dergelijke insnoering, waar de breedte van het winterbed weer toeneemt, vertraagde de stroomsnelheid van het water, waardoor zand kon bezinken. Op deze manier ontstond een zandig eiland, dat door een strang was gescheiden van de oorspronkelijke oever met de winterdijk erop (Fig 17a-b). Deze natuurlijke eilandvorming werd zo snel mogelijk door de mens verder

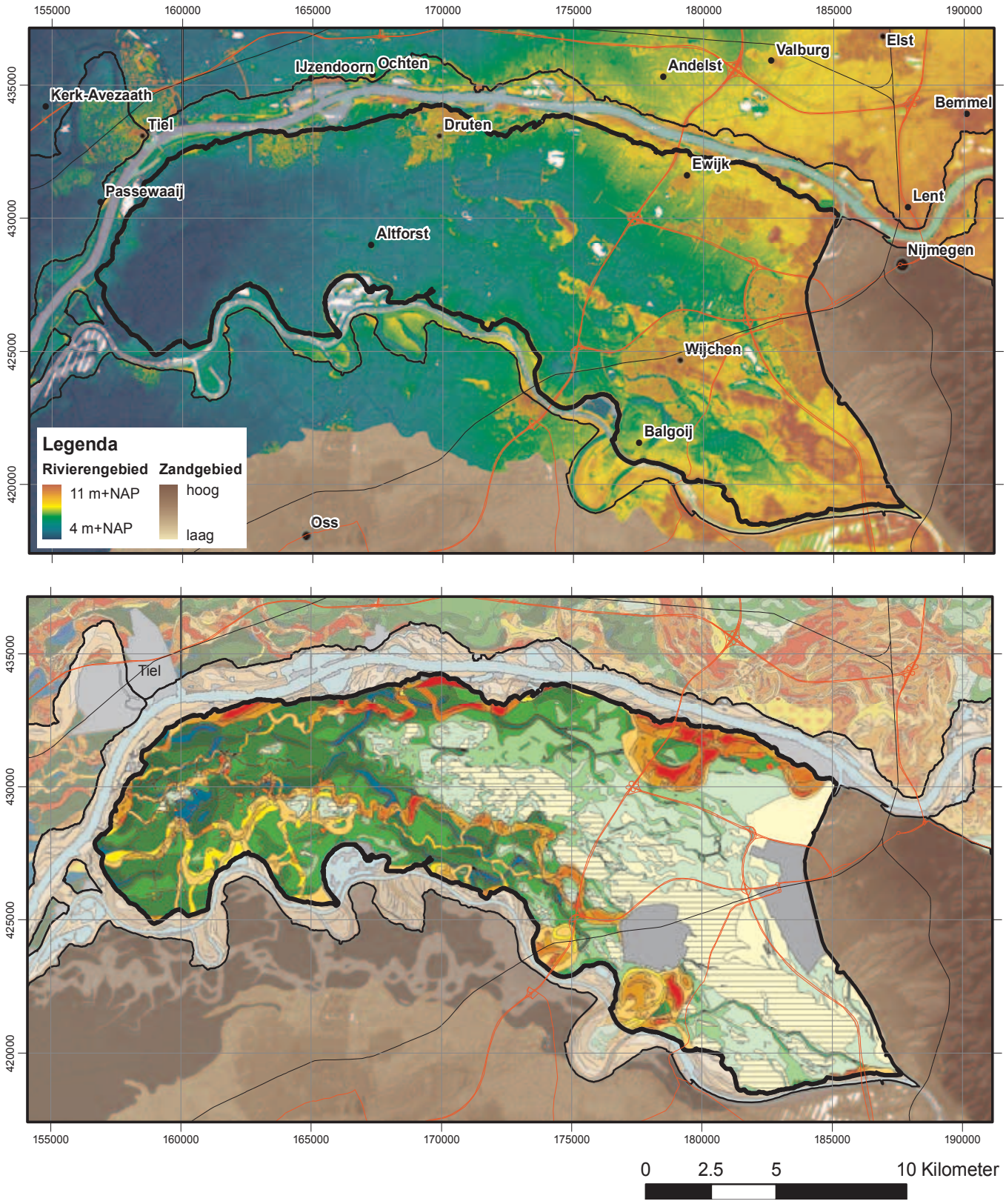
bevorderd. De aanleg van kribben, dammen en aanplant van vegetatie stimuleerden de groei van het eiland (Fig. 17c-d). Ondertussen ontwikkelde zich stroomafwaarts van dit eiland een volgende zandplaat. Beide eilanden werden gescheiden door een strang. Ook dit eiland werd gecultiveerd. De stapsgewijze ontwikkeling van de uiterwaard herhaalde zich tot de ruimte in het winterbed geheel was opgevuld (Fig. 17e-f). De morfologie van ruggen en geulen is soms nog duidelijk zichtbaar in het terrein. Waar het terrein geëgaliseerd is, is de vroegere morfologie vaak alsnog te herleiden uit de zanddiepte.

De uiterwaarden van de IJssel worden gekenmerkt door het veelvuldig voorkomen van pleistocene afzettingen (dekzanden, beekafzettingen) op geringe diepte. De IJssel kent een serie uitbouwende meanders met bijbehorende series kronkelwaardruggen en geulen. De series kronkelwaardruggen en geulen grenzen aan de dalrandzijde aan gebieden met doorbraakgeulen en op enkele plaatsen een begraven beekdallaagte (Hs 8). Bij het vaststellen van de ontstaanswijze van de diverse typen geulen en ruggen zoals zichtbaar op het AHN is in dit gebied een dicht net van grondboringen en aandacht voor sedimentologische details onontbeerlijk.

DEEL II

Beschrijving van de zanddieptekaart per deelgebied





Figuur 18 Maaiveldhoogte en zanddiepte in het Land van Maas en Waal. Legenda van de zanddieptekaart: Fig. 8. Bronnen overzichtskaart: Hs 2.

6 Riviersystemen in de polders van het Rivierengebied

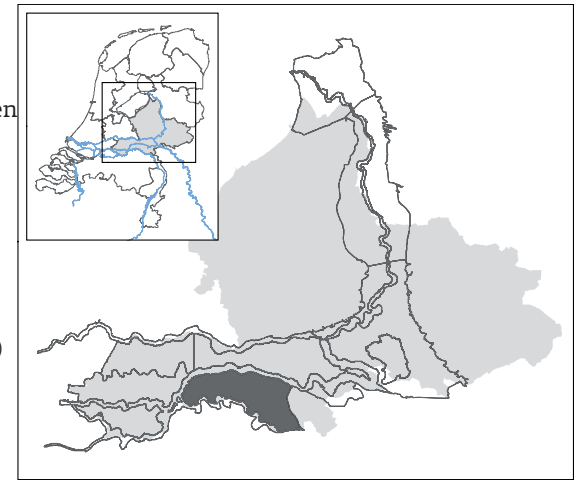
K.M. Cohen, E. Stouthamer, H.J.A. Berendsen †

Land van Maas en Waal

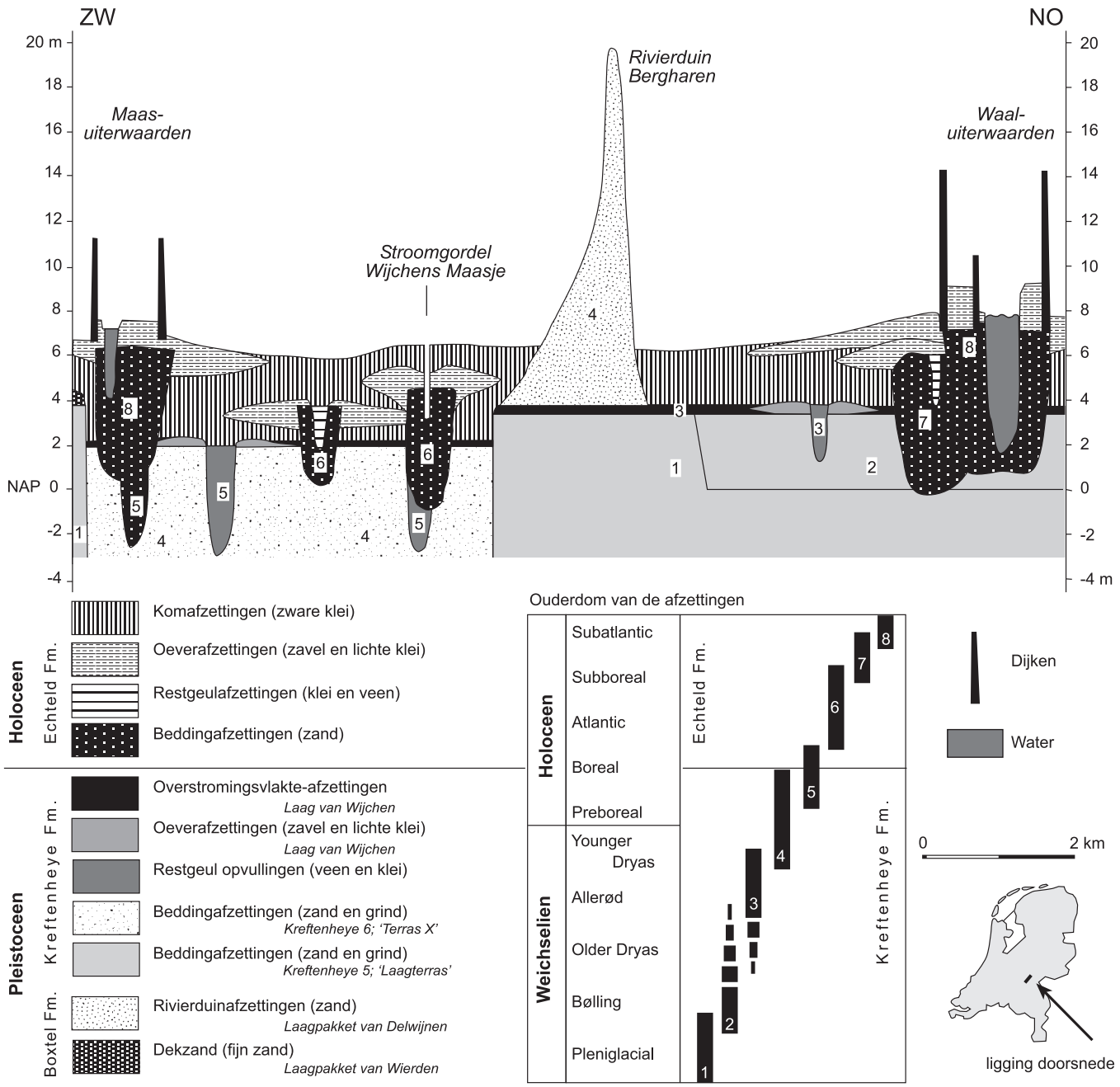
In dit gebied is de holocene deklaag in het oosten van zeer geringe dikte, 1 tot 2 m. In het westen bedraagt de gemiddelde dikte van de holocene deklaag 4 tot 5 meter (Fig. 18). Verder zijn voor het Land van Maas en Waal kenmerkend:

- De grote, noordwest-zuidoost liggende rivierduincomplexen, die vaak een parabolische vorm vertonen met de opening naar het westen. De duinen liggen vrijwel steeds op een circa 20-40 cm dikke kleilaag, de Laag van Wijchen.
- De aanwezigheid van grofzandige, grindrijke rivierafzettingen van de Rijn en de Maas uit de laatste ijstijd (Fig. 11c), op zeer geringe diepte voorkomend ten noordoosten van het rivierduinencomplex.
- Het geringe aantal beddinggordels (zandbanen) in het binnengedijkte gebied. De belangrijkste beddinggordel naast die van de huidige Maas en de Waal is die van het zogenaamde Wijchens Maasje, dat direct ten zuidwesten van de rivierduinen loopt.

De toppen van de rivierduinen ten zuidoosten van Wijchen liggen soms meer dan 12 meter hoger dan de top van de afzettingen van de vlechtende rivieren ten noorden en ten zuiden vanhet rivierduinencomplex. De vlakte van vlechtende rivieren wordt gekenmerkt door diepe insnijdingen, vooral in het gebied ten zuidwesten van de rivierduinen. De afzettingen van de vlechtende rivieren zijn door Pons (1957) beschreven als het 'Laagterras'. Figuur 18 toont een schematische geologische doorsnede van het Land van Maas en Waal.

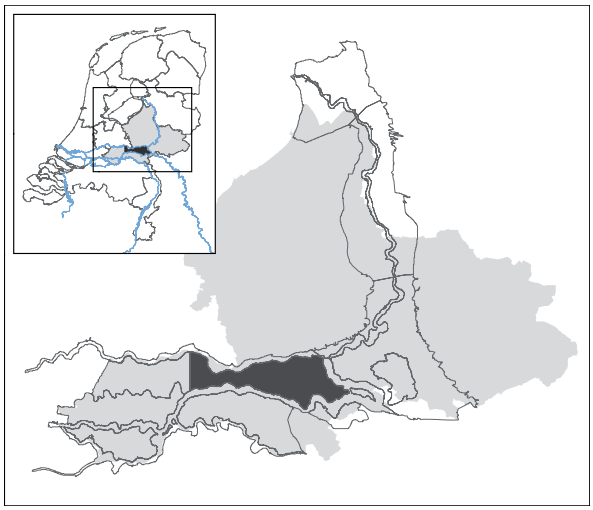


Een belangrijke stroomrug is het Wijchens Maasje (N.B.: de benamingen van stroomgordels in dit hoofdstuk volgen Berendsen & Stouthamer, 2001). Deze stroomrug kruist de Maasbandijk nabij de Eindse straat (cv = coördinaatvak 178-421) en is in noordelijke richting te vervolgen tot aan de bebouwing van Wijchen. Ten westen van Wijchen is het Wijchens Maasje wederom te vervolgen in WNW-richting tot bij Altforst (cv 166-429). Daar splitst de stroomrug zich in meerdere takken. In dit gebied zijn dieper gelegen (oudere) en ondieper gelegen (jongere) beddingafzettingen te onderscheiden. De grote boog die de meandergordel rond Ewijk (cv 180-431) vormt, wijkt voor wat de zanddiepte betreft, nauwelijks af van die in de directe omgeving. Dit hangt samen met het op geringe diepte voorkomen van laat pleistocene rivierafzettingen. De restgeul van de Maasmeander in de omgeving van Balgoij (cv 177-421) is in de kaart als een langgerekte eenheid met relatief grote zanddiepte te vervolgen. Een detailkartering van het westen van het Land van Maas en Waal is beschikbaar in Cohen (2003).



Figuur 19 Schematische doorsnede door het oosten van het Land van Maas en Waal. Naar Berendsen e.a., 1995; bijgewerkt. Het rivierduincomplex van Bergharen ligt op de slecht doorlatende Laag van Wijchen aan de top van de Formatie van Kreftenheye. Het duincomplex flankeert het dal van de Maas uit het Jonge Dryas en het Vroeg Holoceen.

Over-Betuwe



De ondergrond in dit deel van het rivierengebied is zeer gevarieerd van samenstelling. Op de kaart zijn afzettingen van vele brede en smalle stroomruggen en ingesloten komgebieden te zien. De dikte van de holocene deklaag varieert van ongeveer 2 meter in het oosten tot 5 meter in het westen van de Over-Betuwe (Fig. 20).

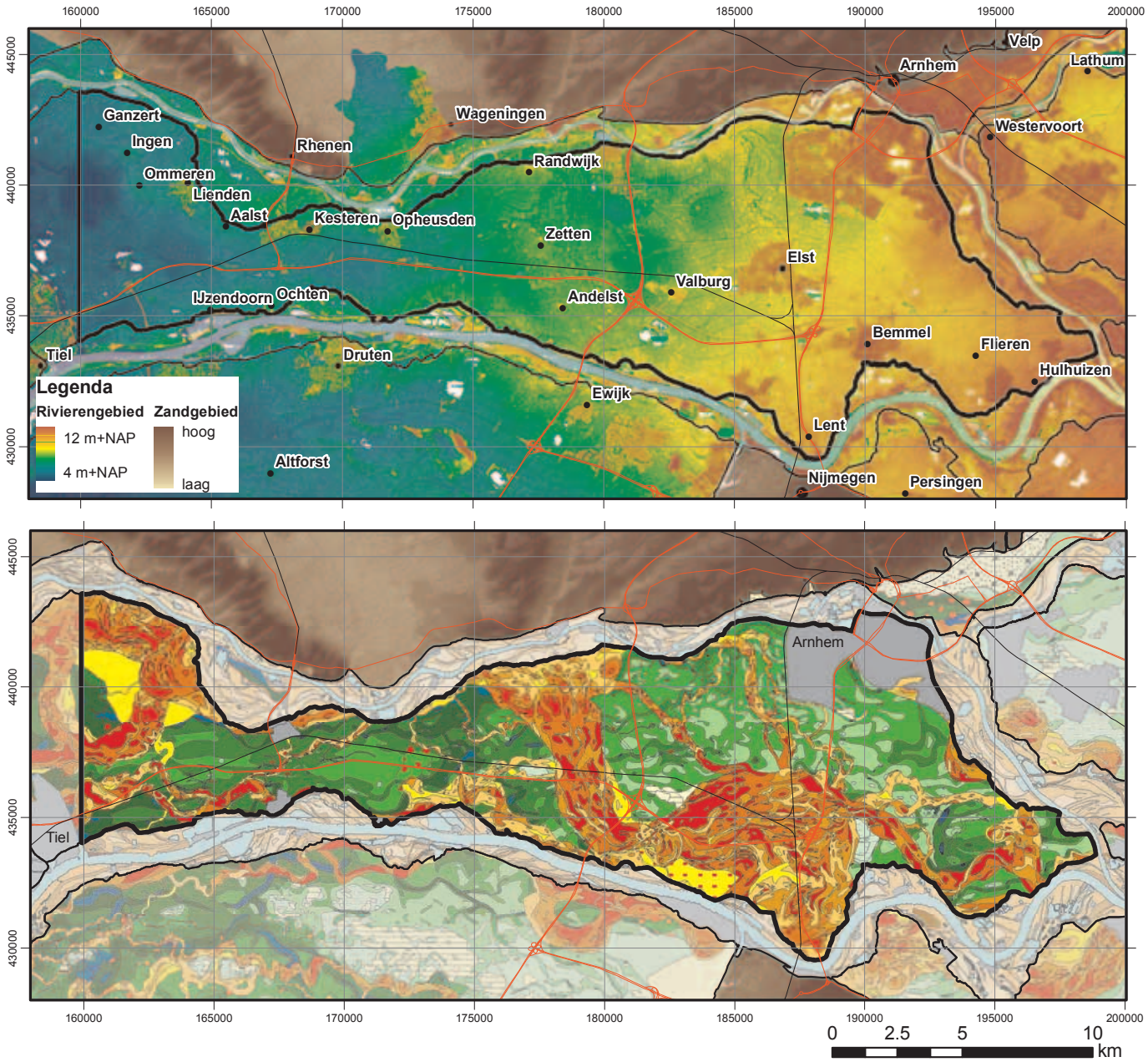
Op enkele plaatsen reiken rivierduinen tot aan het maaiveld en is er dus geen holocene deklaag aanwezig. Dit is het geval bij de Rijkerswoerd (cv 189-439), Bemmel (cv 190-434) en Valburg (cv 182-435). Lokaal komen diepe restgeulen uit het begin van het Holoceen voor, waarvan de top van de invulling dezelfde diepte heeft als het begraven pleistocene oppervlak in de directe omgeving. Voorbeelden zijn: tussen Kamervoort (cv 192-435) en Flieren (cv 194-433); tussen Muskushouw (cv 181-438) en Mussenberg (cv 176-437), tussen Boelenham (cv 174-437) en Zetten (cv 177-437), tussen De Pottum (cv 165-436) en Overbroek (cv 168-436) en tussen Ingen (cv 161-441) en Aalst (cv 165-438).

Vanaf 6000 jr geleden vormden de rivieren stroomgordels en kommen. De belangrijkste stroomgordels van de Over-Betuwe worden hieronder kort besproken. De extreem brede Ressense stroomrug, welke te vervolgen is vanaf Hulhuizen (cv 196-432) via Bemmel (cv 191-433), Elst (cv 186-436), Valburg (cv 183-434), Andelst (cv 178-435), Zetten (cv 177-437) tot bij Randwijk (cv 177-440) is de breedste stroomgordel in het binnendijkse deel van het Nederlandse rivierengebied. Het breedst is de stroomgordel tussen Bemmel en Valburg. Ze vertoont er lokaal een patroon dat doet denken aan een vlechtende rivier, met vele zich vertakkende en weer samenkomende geulen binnen het zandlichaam. De stroomgordel is dan ook opgebouwd uit meerdere generaties zichzelf versnijdende uitgebouwde grote meanderbochten en bedekkende crevassecomplexen. Daarnaast transporteerde de rivier ter plaatse tamelijk grof materiaal. De oorzaak hiervan ligt waarschijnlijk in de aanwezigheid van gestuwde pleistocene pakketten op geringe diepte in de ondergrond en langs de zuidoever direct bovenstrooms (bij Nijmegen ter hoogte van de Waalbrug), waardoor de rivier veel grof materiaal kon opnemen. Een oude tak van de Ressen stroomgordel, bestaande uit grof zand, is ten westen van Bemmel te zien. Het rivierduin bij Bemmel is door opeenvolgende rivierlopen gedeeltelijk geërodeerd (zie ook Lodiers, 2008).

Opvallend zijn de kleine stroomruggen en crevasse-afzettingen die zich tussen Andelst en Zetten in westelijke richting van de Ressense stroomrug aftakken. De crevasse-afzettingen zijn over vele kilometers via Dodewaard (cv 173-435) tot ten zuidoosten van Opheusden (cv 173-438) te vervolgen. De afzettingen hebben alle kenmerken van een crevassecomplex:

- de zandige afzettingen 'lopen dood' in het komgebied ten zuidoosten van Opheusden;
- de begrenzing van het complex aan crevasse-afzettingen is meer diffuus dan die van een stroomgordel, en sluit enkele komgebieden in;
- er is op betrekkelijk korte afstand sprake van een zeer duidelijke afname van de gemiddelde korrelgrootte in stroomafwaartse richting: van grof zand naar lichte zavel.

Het crevasse-complex heeft een zeer zandige samenstelling vergeleken met complexen verder stroomafwaarts. Waarschijnlijk is de zandigheid van dit grote crevassecomplex het gevolg van het grote aanbod van grof materiaal vanuit de Ressense beddinggordel die veel zand kon opnemen uit de pleistocene ondergrond.



Figuur 20 Maaiveldhoogte en zanddiepte in de Over-Betuwe.
Legenda van de zanddieptekaart: Fig. 8. Bronnen overzichtskaart: Hs 2.

Ook de stroomgordel van de 'Oude Rijn' nabij Kesteren is zeer breed. Deze stroomgordel kruist de Marsdijk ten noordoosten van Kesteren (cv 169-439). Ook de stroomgordels tussen Lienden (cv 164-440), Zevenmorgen (cv 162-442) en Ganzert (cv 160-442), en die tussen Ommeren (cv 162-439) en Blauwe Kamp (160-437) hebben een relatief grote breedte.
Deze grote breedte van de stroomgordels is het gevolg van de volgende factoren:

1. Deze stroomgordels markeerden de hoofdloop van de Rijn, de positie aan de voet van de Rhenense stuwwal werd al ingenomen aan het eind van het Weichselien;
2. Deze hoofdloop is langduring in gebruik geweest (veel langer dan de talrijke aftakkingen ervan) waardoor er veel meer gelegenheid is geweest tot laterale migratie, bochtafsnijding en hernieuwde laterale migratie van meanders en er dus een grote breedte kon worden bereikt;
3. De dikte van het holocene pakket direct buiten de stroomgordels is relatief gering, waardoor de oevers grotendeels uit gemakkelijk te eroderen zand bestonden;
4. De rivieren hebben voortdurend vers grof materiaal kunnen opnemen door het aansnijden van de stuwwal, de sandrvlakte en het ijsrand-Rijnterras tussen Amerongen en Rhenen.

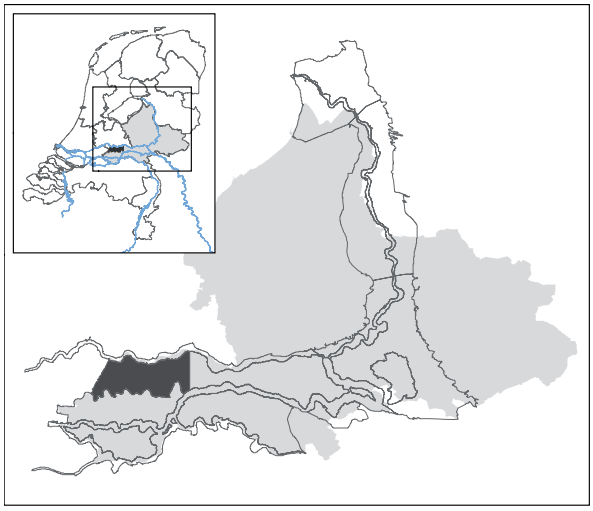
Zie Berendsen (1982), Cohen (2003), Gouw & Erkens (2007) en Busschers (2008) voor gedetailleerde profielen.

Bij Ochten (cv 167-435) kruist een kleinere stroomrug de Waalbandijk. Deze stroomrug is in westelijke richting te vervolgen. Ter hoogte van IJzendoorn wordt de stroomrug deels doorsneden door de Waal. Ten westen van IJzendoorn splitst de stroomrug zich in twee ruggen (cv 164-435), waarna de beide ruggen weer bij elkaar komen. Verder westelijk (cv 160-435) splitst de stroomrug zich wederom in twee takken.

De zandige afzettingen in de stroomgordels staan vrijwel overal in contact met de onderliggende, grofzandige pleistocene rivierafzettingen. Dit is belangrijk in verband met het transport van water door deze goed doorlatende afzettingen (kwel). De kwelstroom door de zandbanen heeft in het verleden vaak aanleiding gegeven tot dijkdoorbraken op plaatsen waar de dijken de stroomgordels kruisen.

Neder-Betuwe

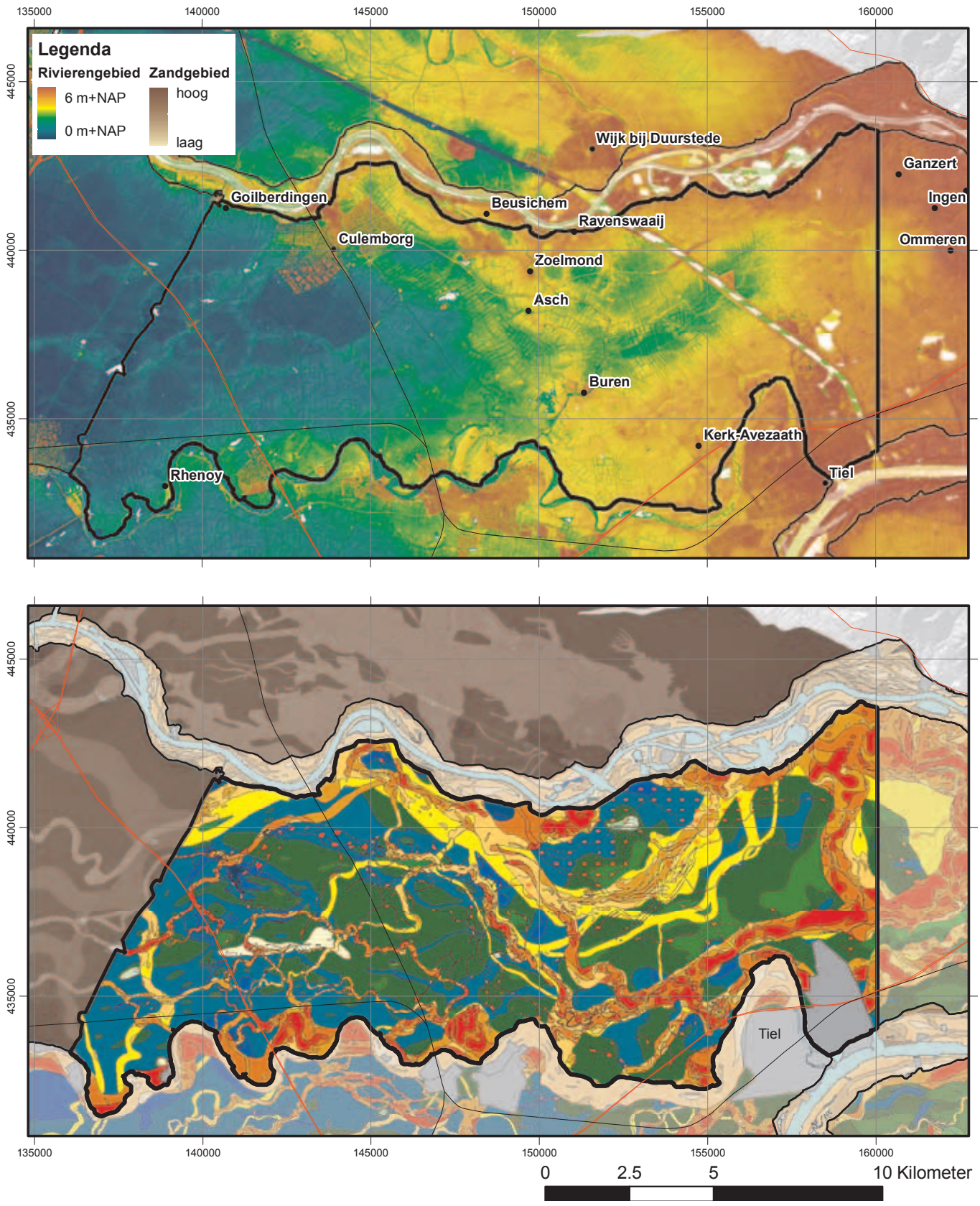
De gemiddelde dikte van de holocene deklaag bedraagt ongeveer 5 meter aan de oostzijde van de Neder-Betuwe en neemt toe tot 7 meter aan de westzijde (Fig. 21). Op enkele plaatsen reiken rivierduinafzettingen (bijna) tot aan het maaiveld. Dit is het geval nabij Ravenswaaij ("De Zandberg", cv 152-440), Rhenoy (cv 138-433) en de Acquoyse Meer (cv 138-435). Ook in het Beesdensche Lage Veld komen enkele kleine rivierduinen voor (Berendsen & Stouthamer, 2001; Cohen, 2003).



Een opvallend brede stroomrug is de Ommerense stroomrug op de grens van Over-Betuwe en Neder-Betuwe. Deze is westwaarts te vervolgen tot de Homoetse straat (cv 159-441), waar de stroomrug is versneden door de Neder-Rijn. Nabij Den Hevel (cv 159-437) splitst een stroomrug van de Ommerense stroomrug af. Dit is de Zoelen stroomrug (cv 155-436) en is verder te vervolgen in westelijke richting tot nabij De Woerd (cv 154-435). Daar wordt de stroomrug doorsneden door de jongere Avezaath stroomrug, die in het zuidoosten, nabij Kerk-Avezaath (cv 155-435) wordt doorsneden door de Linge. Ten zuidoosten van Buren (cv 152-435) is het vervolg van de Zoelen stroomrug te zien; dit deel staat bekend als de Erichem stroomrug.

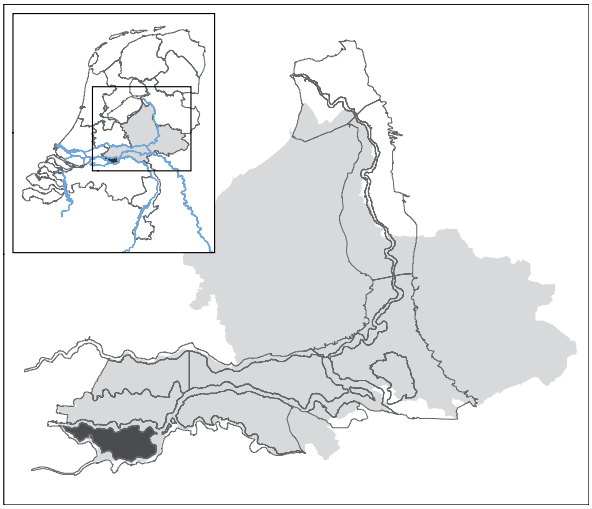
De Avezaath stroomrug is naar het noordwesten te vervolgen via de Buren stroomrug, via Asch (cv 149-438), tot bij Zoelmond (cv 149-439). Nabij Beusichem (cv 148-440) is de Buren stroomrug versneden door de Ravenswaaij-stroomrug, die in ZO-NW richting onder Beusichem (cv 148-440) doorloopt, en de Zuider-Lekdijk kruist in cv 145-441. Ten noorden van Buurmalsen liggen twee stroomgordels, die zich lijken af te takken van de Erichem stroomrug. Beide takken behoren tot de Hennisdijk stroomgordel, die in detail beschreven is door Makaske (1998). De Hennisdijk stroomgordel is tot bij de bebouwing van Culemborg te vervolgen. Het benedenstroomse vervolg ligt in de provincie Utrecht en wordt de Honswijk stroomgordel genoemd (Berendsen, 1982; Berendsen & Stouthamer, 2001).

Ten westen van Culemborg liggen enkele stroomruggen behorend tot de zogenaamde Schoonrewoerdse stroomgordel, een anastomoserend systeem waarvan de takken verder in zuidwestelijke richting samenkomen (Makaske, 1998). Deze stroomrug is tot het Wiel van Bassa te vervolgen op de kaart; maar het systeem loopt verder naar het westen door tot in de omgeving van Kinderdijk (Alblasserwaard). De geulen van de Schoonrewoerdse stroomrug hebben zich niet of nauwelijks zijdelings kunnen verleggen, waardoor de voor meanderende rivieren zo typerende kronkelwaarden hier ontbreken. Alleen in het bovenstroomse deel van de Schoonrewoerdse stroomgordel zijn sedimentaire aanwijzingen voor laterale migratie gevonden. Zandlichamen van de hoofdgeulen hebben een kleine breedte/dikte verhouding, die in westelijke richting nog verder afneemt. Nabij Schoonrewoerd is de breedte/dikte verhouding ongeveer 20-25; in de Alblasserwaard neemt de breedte/dikte verhouding verder af tot ca. 7. Verder is de Schoonrewoerdse stroomrug gekenmerkt door het veelvuldig voorkomen van crevasse-afzettingen. Op veel plaatsen wordt op grotere diepte een tweede niveau van crevasse-afzettingen aangetroffen. Dit dieper gelegen niveau is gevormd door de Zijderveldse stroomrug. Deze is nog net op de kaart te zien, in de omgeving van Goilberdingen (cv 140-441).



Figuur 21 Maaiveldhoogte en zanddiepte in de Neder-Betuwe.
Legenda van de zanddieptekaart: Fig. 8. Bronnen overzichtskaart: Hs 2.

Bommelerwaard



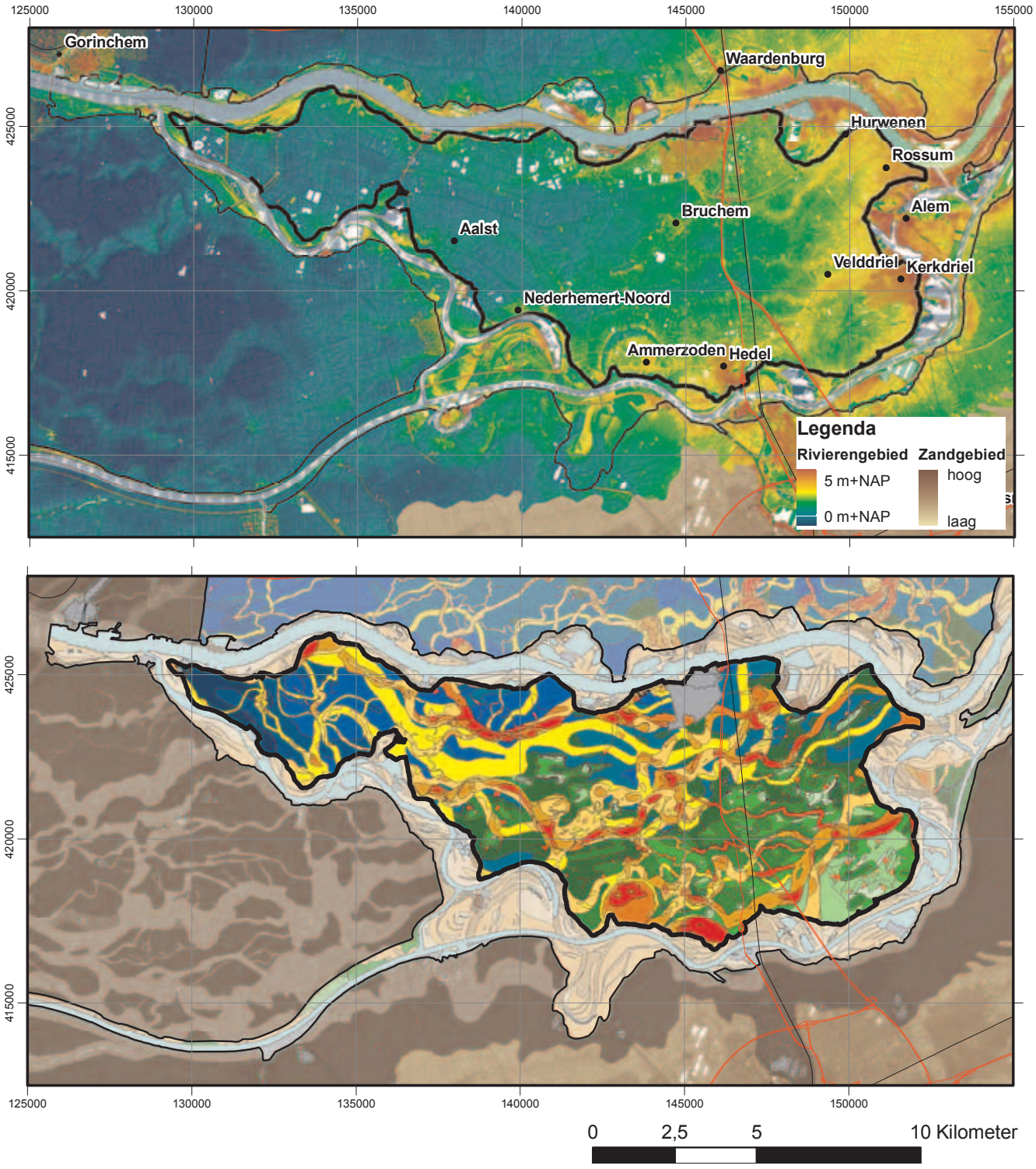
De bovenkant van het pleistoceen substraat wordt ook in dit gebied gevormd door grofzandige, grindhoudende afzettingen van vlechtende rivieren en de Laag van Wijchen. Op deze afzettingen liggen plaatselijk rivierduinen, bestaande uit (matig) grof zand. Grote rivierduincomplexen zijn gelegen ten westen van Rossum (cv 149-423), ten noorden van Velddriel (cv 148 en 149-421) en rond de Delwijnsche Loo (cv 140 en 141-421 en 422). Afgezien van de vele rivierduinen, waarbij het pleistocene zand plaatselijk tot aan het maaiveld reikt, varieert de dikte van de holocene deklaag van 6 meter in het noordoosten van het gebied tot 8 à 9 meter in het westen van de Bommelerwaard (Fig. 22).

Ten zuiden van de lijn tussen Nederhemert-Noord (cv 139-419) en Alem (cv 152-422) bestaat de top van de pleistocene afzettingen uit dekzand (Berendsen, 1986). Deze afzettingen bestaan uit homogeen, fijn tot matig grof zand en reiken plaatselijk bijna tot aan het maaiveld. Lokaal worden deze door de wind afgezette sedimenten afgewisseld met dunne laagjes grofzandige, soms grindhoudende afzettingen, die waarschijnlijk tijdens de laatste ijstijd door (sneeuw-)smeltwater zijn afgezet (Berendsen, 1986). In het gebied waar dekzand voorkomt varieert de diepteligging van de top van het dekzand van gemiddeld 2 m -mv nabij de Hoenzadrielse Dijk (cv 149-418) tot 5 à 6 m -mv aan de noordgrens van het dekzand voorkomen (de lijn Nederhemert (cv 139-419) - Alem (cv 152-422). Het dekzand in het zuiden van de Bommelerwaard bedekt een grofzandig rivierterras gevormd door de Rijn en Maas in het Midden Weichselien (Fig. 11c), het gebied zonder dekzand ten noorden ervan was tot in het Laat Weichselien als vlechtende riviervlakte actief (Busschers e.a., 2007).

De Bruchemse stroomrug is over een grote afstand, van Hurwenen (cv 150-424), via Bruchem (cv 144-422) en de Drielse wetering (cv 139-421) tot bij Aalst (cv 137-421) te vervolgen. De Drielse wetering ligt over grote afstand in de restgeul van deze stroomrug. De restgeul is te herkennen als een smalle langgerekte strook met dieper gelegen zand.

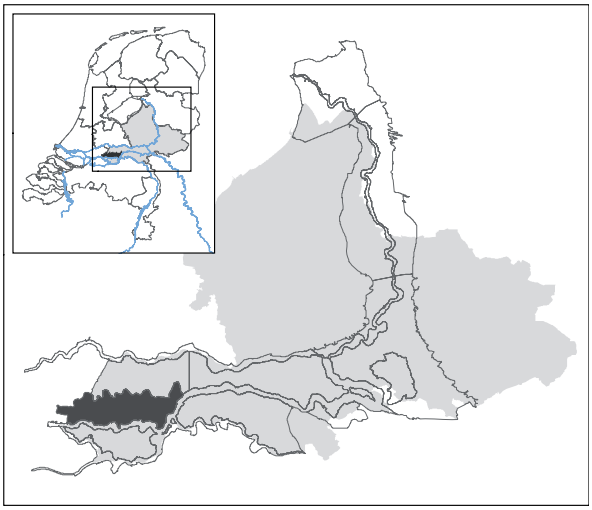
De Velddrielse stroomrug is te vervolgen van Kerkdriel (cv 151-420), via Velddriel (cv 149-420) en Hedel (cv 146-417) tot bij de grote meander van de Maas, nabij Ammerzoden (cv 144-417). De restgeul van de Velddrielse stroomrug is, net als de Bruchemse stroomrug, in de zanddieptekaart te vervolgen, omdat het zand in de restgeul dieper ligt dan elders in de meandergordel. De Drielse weg (cv 149-420) is over een aanzienlijke afstand gelegen in deze restgeul.

De restgeul van de grote Maasmeander, nabij Ammerzoden (cv 144-417) is als een diepe geul in de kaart te herkennen. Het zand in deze restgeul ligt veelal op een diepte van meer dan 2 à 3 m -mv, soms zelfs pas op 7 m -mv.



Figuur 22 Maaiveldhoogte en zanddiepte in de Bommelerwaard.
Legenda van de zanddieptekaart: Fig. 8. Bronnen overzichtskaart: Hs 2.

Tielerwaard



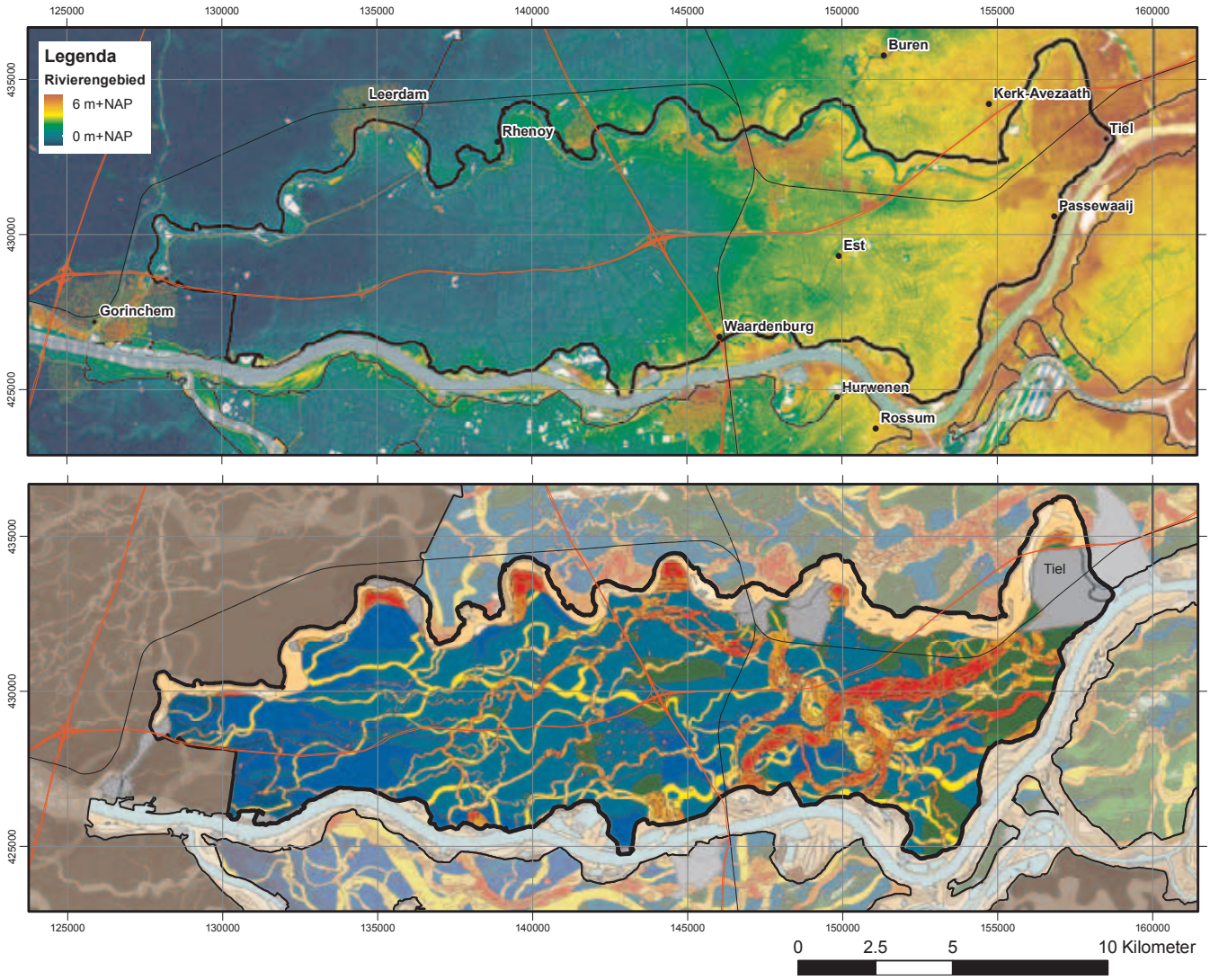
De dikte van de holocene deklaag varieert van circa 5 à 6 m in het oosten tot 8 à 9 m in het westen van de Tielerwaard (Fig. 23). Lokaal varieert deze dikte door de aanwezigheid van geulen in de top van de pleistocene ondergrond. Deze laat-pleistocene en vroeg-holocene geulen zijn minder diep ingesneden ten opzichte van het omliggende pleistocene oppervlak dan in het oostelijk deel van de Over-Betuwe en in het Land van Maas en Waal. Ook heeft de top van het pleistocene substraat binnen de Tielerwaard een iets geringer verhang dan verder oostelijk.

Deze verschillen zijn het gevolg van tektonische activiteit langs de Peelrandbreukzone. Deze zone omvat waar zij het rivierengebied doorsnijdt een aantal, min of meer parallelle actieve breuken en strekt zich over ~ 7 km breedte uit van Oss naar Tiel naar Utrecht. Het gebied ten westen van deze breukzone kende in het Laat Glaciaal en het Holoceen een aanmerkelijk grotere bodemdaling dan het gebied direct ten oosten ervan. Dit heeft aantoonbare invloed op de opbouw van de rivierafzettingen gehad (Cohen, 2003), zoals blijkt uit verschillen in het aandeel crevasse-afzettingen in komgebieden en voorkeursrichtingen van beddinggordels bovenstrooms en benedenstrooms van de Peelrandbreukzone.

De meandergordels van de Tielerwaard vertonen een opmerkelijke morfologische verandering ten opzichte van de meer oostelijk gelegen stroomgordels. In het oosten komen relatief brede, meanderende systemen voor. In het westen van de lijn Utrecht – Nieuwegein – Vianen – Culemborg – Geldermalsen – Zaltbommel – Heusden komen veel smalle, sterk vertakte stroomgordels voor, die een anastomoserend rivierpatroon vormen. Het belang hiervan voor de zanddieptekaart is dat in het gebied met afzettingen van anastomoserende rivieren veel *smalle zandlichamen* (vaak zijn dit crevasse-afzettingen) voorkomen, die niet altijd op de kaart staan aangegeven omdat ze (voorheen) nauwelijks karteerbaar zijn. Het beschikbaar komen van het AHN heeft daar enige verandering in gebracht (Berendsen & Volleberg, 2007; Berendsen e.a., 2007). Actualisatie is nu mogelijk en in uitvoering (verwacht 2010, zie Hs 2).

De grootste stroomgordel binnen de Tielerwaard is van Passewaaij (cv 156-430/431), via Est tot oostelijk van Waardenburg te vervolgen. De meandergordel is maximaal circa 750 m breed. De restgeul van de stroomgordel komt in de zanddieptekaart tot uiting als een langgerekte smalle zone met een grotere zanddiepte dan in de omgeving. De restgeul is vanaf de Groene Straat (cv 154-431) tot het Lekkerwaardje (cv 151-429) bij Est te vervolgen. Iets verder westelijk wordt de geul versneden door een meander van de jongere Est stroomrug.

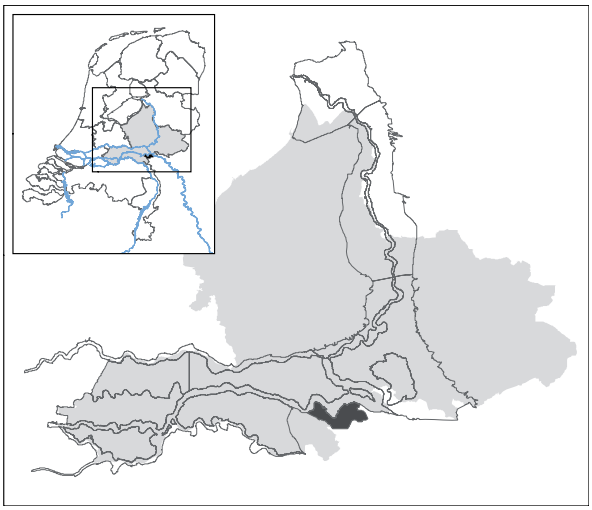
Omstreeks 2250 jaar geleden ontstond de Linge (Törnqvist, 1993), als gevolg van avulsie en veranderingen in afvoerverdelingen stroomopwaarts in de Over-Betuwe. De Estse stroomgordel slibde daarbij dicht en haar restgeul verlandde. De laagte van de restgeul werd echter omstreeks of direct na het begin van de jaartelling weer in gebruik genomen door een kleine riviertak (cv 151-428/429), waarvan de smalle beddinggordel de restgeulopvulling versnijdt. De Linge was tot in de Romeinse tijd de belangrijkste rivier in de Tielerwaard. Vanaf 150 na Chr. ontstonden bij Tiel een nieuwe zuidwaartse afsplitsingen, waarvan de grootste tak gestaag uitgroeide tot de huidige Waal. Het debiet van de Linge en de kleinere takken in de Tielerwaard nam daarbij sterk af (Verbraeck, 1984, pp. 229-230).



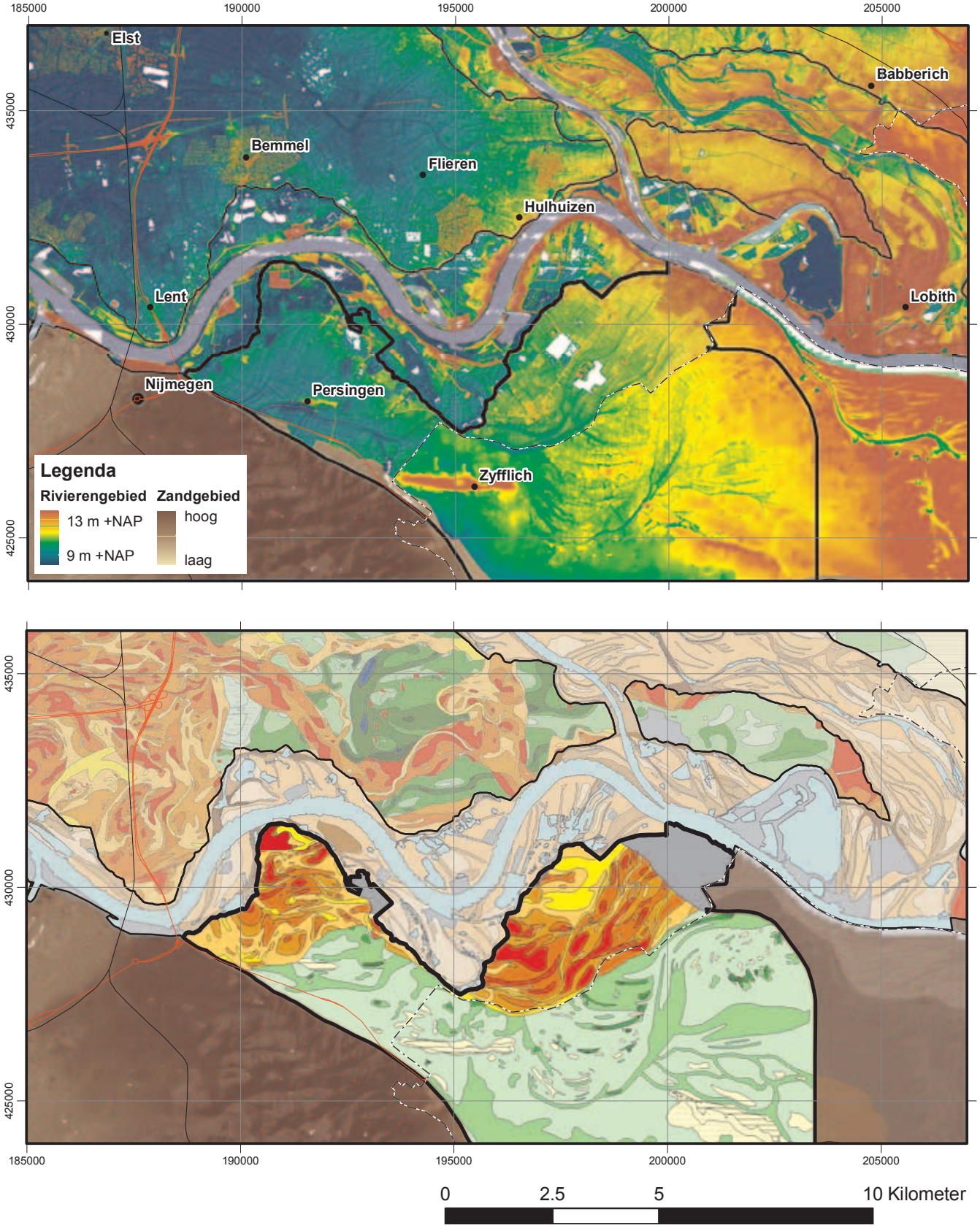
Figuur 23 Maaiveldhoogte en zanddiepte in de Tielerwaard.
Legenda van de zanddieptekaart: Fig. 8. Bronnen overzichtskaart: Hs 2.

Tot slot verdient de Spijkse stroomgordel in het westelijk deel van de Tielerwaard speciale aandacht. Deze stroomgordel kruist de Waaldijk in cv 133-426 en is via de Molenweg (cv 131-427) en het Lingebos (cv 131-428) in westelijke richting te vervolgen. Deze stroomrug bestaat, in tegenstelling tot andere meandergordels in de Tielerwaard, slechts gedeeltelijk uit zand. De beddingafzettingen van de Spijkse stroomgordel bestaan grotendeels uit zavel en lichte klei; alleen waar de Spijkse stroomrug een oude, dieper gelegen stroomgordel kruist, zoals de Gorkumse stroomgordel (x-coördinaat 130), bestaat de meandergordel uit zand, dat door de jongere rivier is opgenomen uit de oudere rivierafzettingen en over een geringe afstand is verplaatst. De rivier heeft zich niet overal ingesneden tot in de pleistocene ondergrond. Dit wil zeggen dat de zandige beddingafzettingen niet overal contact maken met de zandige pleistocene ondergrond. De stroomgordel ontvangt echter wel (kwel)water uit aangesneden stroomgordels die wel met de pleistocene ondergrond in contact staan.

Ooijpolder



In de Ooijpolder is de zanddiepte over het algemeen gering (< 3 m -mv; Fig. 24). De afdekkende kleilaag bestaat uit ondoorlatende komklei. Het gebied wordt vrijwel geheel ingenomen door stroomgordels van de holocene meanderende Rijn, die zich insneed in afzettingen van vlechtende rivieren (grof, zeer doorlatend materiaal) van laat-pleistocene ouderdom. Het hoogteverschil tussen top-pleistoceen en top holocene-beddingzanden is gering: het gebied ligt nabij de bovenstroomse apex van de delta. Geulvormen in het pleistocene oppervlak zijn bij de omvorming van dit gebied tot delta-apex opnieuw gebruikt als nevengeulen van de centrale meanderende stroomgordel. Het onderscheid tussen deltaïsche en oudere afzettingen is in dit gebied soms moeilijk vast te stellen. De oude Waalmeander bij Erlecom is afgesneden vóór 1548 na Chr. Bij Persingen (cv 191-428), en in Duits gebied bij Zyfflich (cv 195-426) liggen rivierduincomplexen die in het terrein goed zichtbaar zijn (Paas & Teunissen, 1978; Fig. 24).



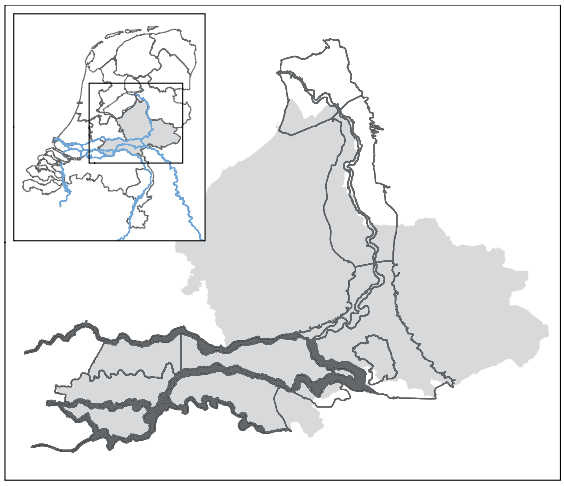
Figuur 24 Maaiveldhoogte en zanddiepte in de Ooijpolder.
Legenda van de zanddieptekaart: Fig. 8. Bronnen overzichtskaart: Hs 2.

7 Uiterwaarden in het Rivierengebied

K.M. Cohen, A.W. Hesselink, H.J.A. Berendsen †

Boven-Rijn en Rijnstrangengebied, Pannerdens Kanaal

Het Rijnstrangengebied was tot in de 18e eeuw onderdeel van de Rijn. Met de aanleg van het Pannerdens Kanaal in 1707 na Chr. werd het Rijnstrangengebied een overlaatgebied, afgesneden van de hoofdloop omwille van een verbeterde en controleerbare afvoerverdeling van Rijnwater over Waal, Nederrijn en IJssel. In het zuiden wordt het gebied begrensd door enkele meanders van de Boven-Rijn zoals de Oude Waal. De uiterwaarden bestaan hier uit een afwisseling van ruggen en geulen, die kenmerkend is voor kronkelwaarden.

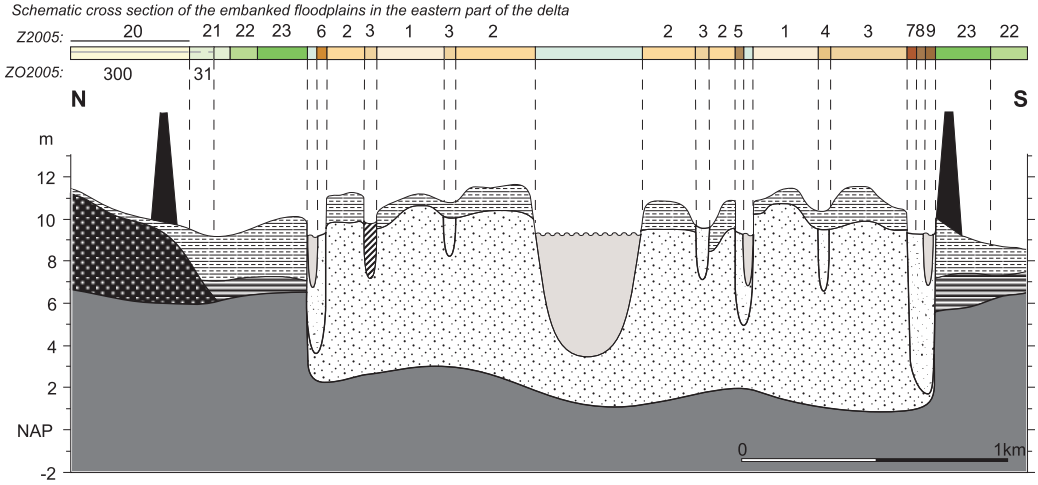


Vorm en ligging van eilanden, zandbanken, kronkelwaardruggen, kronkelwaardgeulen en restgeulen (Oude Rijn en Oude Waal) zijn sinds het begin van de 17e eeuw niet meer veranderd. Dit is het gevolg van menselijke ingrepen rondom het splitsingspunt van de Waal en de Nederrijn (Van de Ven, 2007). Tot die tijd was het splitsingspuntengebied wat bochtverplaatsing en herverdeling van afvoer over de splitsende Waal en Nederrijn betreft een zeer dynamisch gebied (Kleinhans e.a., 2008). In het begin van de 16e eeuw lag het splitsingspunt bij Lobith. Na een kronkelwaardafsnijding werd de afvoer van de Nederrijn steeds kleiner, en begon de bovenloop van de Nederrijn te verzanden. Dit verslechterde de waterverdeling over de Rijntakken en leidde tot verzanding in de IJssel. Dit had niet alleen nadelige gevolgen voor het vervoer van goederen, maar ook voor de landsverdediging van West Nederland. De verenigde provincies financierden anderhalve eeuw lang diverse rivieringrepen, zonder gewenst resultaat (details in Van de Ven, 2007). Aan het eind van de 17e eeuw voerde de Waal meer dan 90% van het totale Rijnwater af. Om meer water door de Nederrijn en IJssel te kunnen laten stromen werd in 1707 het Pannerdens Kanaal geopend. Deze ingreep werkte en wordt tot op heden gehandhaafd. Sinds de 18e eeuw stroomt 33% van de totale Rijnafvoer door de Nederrijn-Lek en de IJssel, en wordt 66% van de totale Rijnafvoer door de Waal afgevoerd.

In het Rijnstrangengebied bij Zevenaar is de restgeul van de 'Oude Rijn' 3 tot 5 m diep. De kleinere strangen, die aan hun stroomafwaartse kant met de restgeul zijn verbonden, zijn 2 tot 4 m diep. De zanddiepte in de kronkelwaarden is gemiddeld 1 tot 2 m. Op enkele locaties in de Ossenwaard is de zanddiepte 0 tot 1 m -mv. De Oude Waal heeft zich na de bedijking in noordelijke richting verplaatst. Hierbij is de oude rivierdijk geërodeerd. De huidige winterdijk is de Herwensche Bandijk. Deze dijk ligt ruim een kilometer noordelijker dan de oorspronkelijke Rijndijk. Als gevolg van deze verplaatsing is een komgebied buitengedijkt. De pleistocene ondergrond ligt hier op een diepte van 4 tot 5 m (Fig. 25a).

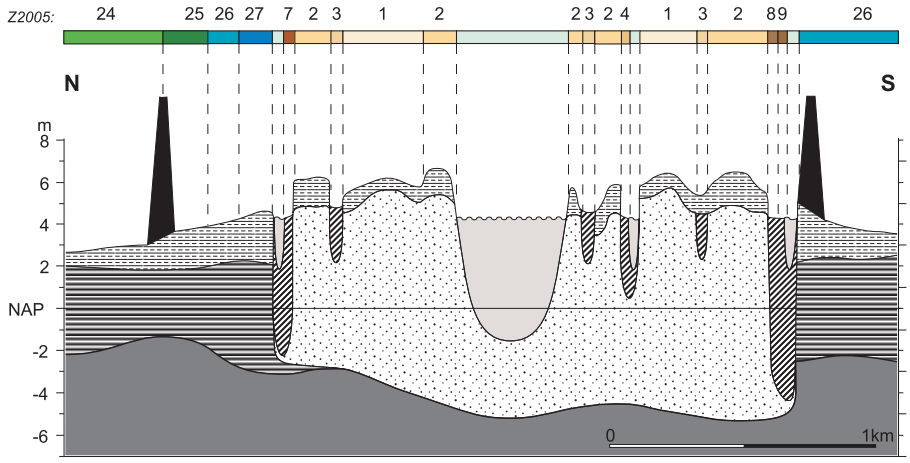
SCHEMATISCH PROFIEL UITERWAARDEN GELDERSE POORT GEBIED

Schematic cross section of the embanked floodplains in the eastern part of the delta



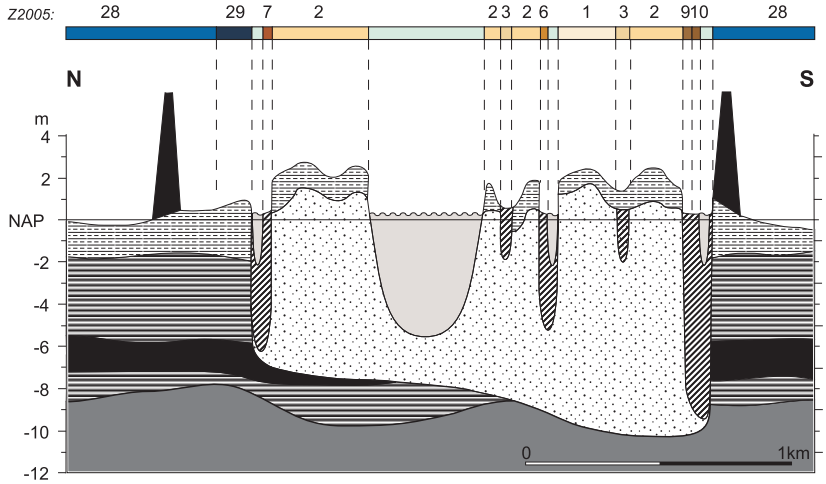
SCHEMATISCH PROFIEL UITERWAARDEN OVERBETUWE, LAND VAN MAAS EN WAAL

Schematic cross section of the embanked floodplains in the central part of the delta



SCHEMATISCH PROFIEL UITERWAARDEN NEDERBETUWE, TIELERWAARD

Schematic cross section of the embanked floodplains in the western part of the delta



Figuur 25 Schematische doorsneden door de uiterwaarden in het Rivierengebied, ter verduidelijking van legenda en kaartbeeld van de zanddieptekaart. Naar Berendsen e.a., 2001. Legenda als in Fig. 8 en 10.

Waal beddinggordel

Het bovenstroomse deel van de Waal tussen Pannerden en Nijmegen wordt gekarakteriseerd door een aantal grote bochten. Zowel de ligging van de restgeul bij Leuth als de vele strangen geven aan dat de oorspronkelijke bochtigheid (sinuositeit) van de rivier groter was dan de huidige. In de uiterwaarden langs de Waal ontbreken typische kronkelwaarden. De geul bij Leuth, reeds gevormd voor de bedijking, is 4 tot 5 m diep en voornamelijk opgevuld met klei. De strangen die sinds de bedijking zijn ontstaan, zijn ondieper en hebben een zanddiepte van 2-4 m. Tussen de strangen ligt het zand op een diepte van 1-2 m. In de kronkelwaarden van dit meest bovenstroomse deel van de Waal is de zanddiepte 0-1 m -mv (zie ook Hs 5, Fig. 24).

Stroomafwaarts van Nijmegen is de meanderlengte van de bochten in de Waal kleiner. Langs bijna het hele traject tussen Nijmegen en Gorinchem wordt de Waal om de 4 à 5 km door de winterdijk ingesnoerd. In dit traject worden bijna alle uiterwaarden gekenmerkt door langgerekte depressies met een in bovenaanzicht concave vorm ten opzichte van de rivier. Aan de voet van de winterdijk ligt vaak een diepe strang die nabij de monding in de Waal een diepte van 10 à 11 m kan bereiken. Aan de stroomopwaartse kant van de uiterwaard heeft deze strang geen verbinding met de rivier. De diepte van de strang wordt stroomafwaarts steeds groter. Ook de overige strangen zijn ondiep aan de stroomopwaartse kant en worden dieper in stroomafwaartse richting. De zanddiepte tussen de strangen varieert meestal van 0 tot 2 m. Een duidelijk voorbeeld van dit type uiterwaard is de uiterwaard bij Waardenburg.

Stroomopwaarts van Tiel was de beddinggordel van de Waal al langer in gebruik (het was de aanvoer voor de Linge), maar stroomafwaarts van Tiel is de Waal tamelijk jong. Dat deel van de stroomgordel begon zich pas rond 150 na Chr te vormen, ten koste van afvoer door de Linge. De Waal ontwikkelde zich gestaag tot de belangrijkste tak van de Rijn, ten koste van afvoer door de Nederrijn. De bedijking vond plaats in de 10e eeuw, toen de stroomgordel nog tamelijk jong was. Dit verklaart het patroon van buiken en knopen in de breedte van het zandlichaam en de uiterwaarden.

In de loop van de tijd zijn enkele Waalbochten afgesneden, bijvoorbeeld bij Hurwenen (1639), Bemmel (1649), Waardenburg/Zaltbommel (1655). Vooral de restgeul de Hurwenensche Kil is duidelijk zichtbaar op de zanddieptekaart. De zanddiepte is 6-7 m -mv. De op de Kil aansluitende strangen zijn 3-5 m diep. Op een aantal plaatsen ligt de dijk buiten de beddinggordel en worden komafzettingen binnen de uiterwaard aangetroffen. Het pleistocene zand ligt bij Deest op 4-6 m -mv en helt af naar 7-8 m -mv bij Zaltbommel (Fig. 25b-c).

Bij Heerewaarden liggen de Maas en de Waal dicht bij elkaar. Minimaal vanaf het einde van de Romeinse Tijd waren de twee rivieren met elkaar verbonden door middel van één of meer natuurlijke verbindingen, en sinds circa 1600 ook door een kanaal (Stein 1986; in Berendsen, 1986). Om te voorkomen dat de Waal in de Maas kon stromen zijn in het begin van de 18e eeuw twee verbindingen afgedamd. In 1904 zijn de rivieren hier definitief gescheiden door de aanleg van een zware dijk tussen Rossum en Dreumel. Tegelijkertijd kreeg de Maas een eigen monding naar zee via de gegraven Bergsche Maas, en werd de 'Afgedamde Maas' afgedamd. De verzande verbindingen tussen de Waal en de Maas in de omgeving van Heerewaarden zijn nog steeds herkenbaar op de zanddieptekaart. Het zand ligt op een hoogte van 1-4 m -mv. Tussen de voormalige kanalen ligt een komgebied. De (pleistocene) zanddiepte in de kom is 5-7 m -mv.

Nederrijn en Lek beddinggordel

De Nederrijn-Lek wordt gekenmerkt door een geringe bochtigheid (sinuositeit). Tussen Arnhem en Amerongen snijdt de Nederrijn de Midden-Nederlandse stuwwallen aan. Hier zijn drie grote uiterwaardcomplexen ontstaan, waarop in de 13e eeuw kastelen zijn gebouwd. De afzettingen die hier in de uiterwaarden voorkomen zijn dus al ontstaan voor de bedijking. Stroomafwaarts van Wijk bij Duurstede verandert geleidelijk de samenstelling van de ondergrond. Mede daardoor wordt de rivier smaller en dieper in westelijke richting.

Alle uiterwaarden langs de Nederrijn-Lek (met uitzondering van de uiterwaarden ten westen van Jaarsveld) worden gekenmerkt door het voorkomen van kronkelwaardruggen en -geulen. Uit de ligging van de kronkelwaardruggen en -geulen blijkt dat de uiterwaarden van de Nederrijn-Lek (evenals de uiterwaarden langs de Waal) gekenmerkt worden door een stapsgewijze migratie in stroomafwaartse richting. Een verschil met de Waal is dat de strangen langs de Nederrijn-Lek convex ten opzichte van de rivier liggen. De strangen langs de Waal liggen concaaf ten opzichte van de rivier. Dit suggereert een verschil in ontstaanswijze: langs de Nederrijn-Lek zijn kronkelwaarden van oorspronkelijk vrij meanderende rivieren ingedijkt; bij de jongere Waal is de vorming van de kronkelwaarden sterk beïnvloed door de aanleg van dijken en andere menselijke activiteit (Fig. 17).

Op enkele locaties in de uiterwaarden van de Nederrijn-Lek zijn de restanten van een restgeul terug te vinden. In de Amerongse Bovenpolder ligt een 9 m diepe restgeul. Tussen Lienden en Kesteren is in 1624 de Oude Rijnbocht doorgegraven. De nog steeds in het veld zichtbare restgeul is 2-3 m diep. Bij Wijk bij Duurstede is in 1874 de Roodvoetmeander doorgegraven. Van de oorspronkelijke morfologie is weinig meer over. Delen van de restgeul zijn nog terug te vinden op de zanddieptekaart. De zanddiepte van de restgeul is hier gemiddeld 4-5 m. Verder is de bocht in de Lek bij Vianen voor het einde van de 16e eeuw doorgegraven; de zanddiepte van deze 'Oude Leck' varieert tussen 4 en 7 m. De strangen langs de Nederrijn-Lek zijn gemiddeld 2-4 m diep. Het aantal strangen neemt naar het westen af. Op sommige locaties is een deel van een komgebied buitengedijkt: bijvoorbeeld tegenover Rhenen en ten westen van Wijk bij Duurstede in de Bosscherwaard. Ook langs de Lek is een deel van het komgebied buitengedijkt, toen de dijk verder van de rivier gelegd werd om de Lek meer ruimte te geven en de kans op ondermijning van de winterdijk te verkleinen.

Linge beddinggordel

De Linge is sterk bochtig. In de bochten liggen goed ontwikkelde kronkelwaarden. De Linge was in de Romeinse tijd nog een belangrijke rivier, maar met het ontstaan van de Waal benedenstrooms van Tiel (Hs 6: Tielerwaard) had zij het meerendeel van de afvoer verloren. De Linge werd in de 12e eeuw nog wel bedijkt, maar werd al in 1306 n. Chr. bij Tiel afgedamd, en stopte de sedimentatie. De vorming van de overstromingsvlakte van de Linge is dus slechts kort beïnvloed door de bedijking.

De morfologie van de uiterwaard geeft een beeld van het uiterlijk van deze rivier vóór de bedijking. De uiterwaarden van de Linge zijn smal vergeleken met die van de Waal, omdat de dijken vlak langs de rivier zijn aangelegd. Bij de overige grote rivieren is de dijk op de overgang tussen stroomrug en kom aangelegd. De zanddiepte in de uiterwaarden van de Linge is in het oosten 1-2 m –mv en in het westen 2-3 m –mv. De zanddiepte in de kronkelwaardgeulen bedraagt 2-3 m –mv. De grootste dikte van het zandlichaam van de Linge bedraagt 5.5 tot 6.0 m in het brede deel van de beddinggordel nabij Tiel en > 7.0 m in het smallere stroomafwaartse deel (Gouw & Berendsen, 2007; Gouw, 2008).

Maas beddinggordel

De stroomrug van de Maas langs de zuidrand van de delta kronkelt sterk. Daarbinnen maakt de Maasgeul zelf ook grote bochten. De uiterwaarden worden gekenmerkt door het voorkomen van kronkelwaardruggen en -geulen, die een stapsgewijze migratie laten zien, niet alleen in laterale richting maar ook in stroomafwaartse richting. Na de bedijking zijn bijna alle grote bochten afgesneden. De afgesneden restgeulen bij Keent, Niftrik, Batenburg, Appeltern, Megen, Maasbommel, Lithoijen, Alem, Hedel, Hedikhuizen, Nederhemert (1460), Heusden, Aalst zijn nog duidelijk in het veld te herkennen. Het zand in de restgeulen ligt op verschillende diepten, variërend van 2-3 m bij Hedel, tot 5-6 m bij Megen. De kronkelwaardgeulen zijn minder diep: 2-4 m. Tussen de strangen ligt het zand in het oosten op een gemiddelde diepte van 1-3 m, in het westen voornamelijk op een diepte van 1-2 m. Er bestaat een relatie tussen de ligging van de Maasmeanders en de tektonisch overgeërfde verschillen in ondergrond rondom de Peel Horst (Cohen e.a., 2002; Fig. 11d).

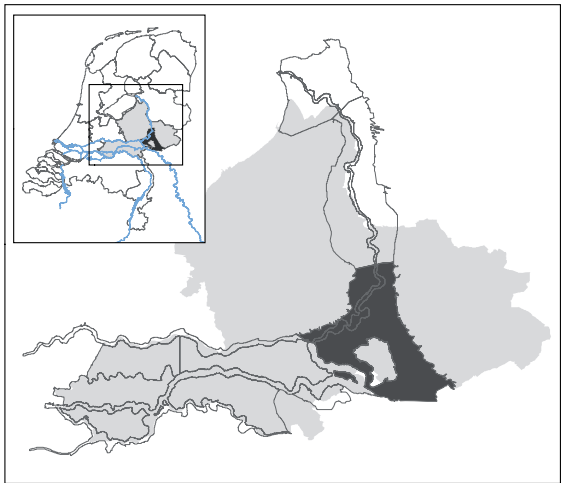
8 Gebieden langs de Gelderse IJssel

K.M. Cohen

Liemers, Oude IJssel en Gelderse IJssel ten zuiden van Zutphen

Pleistoceen reliëf

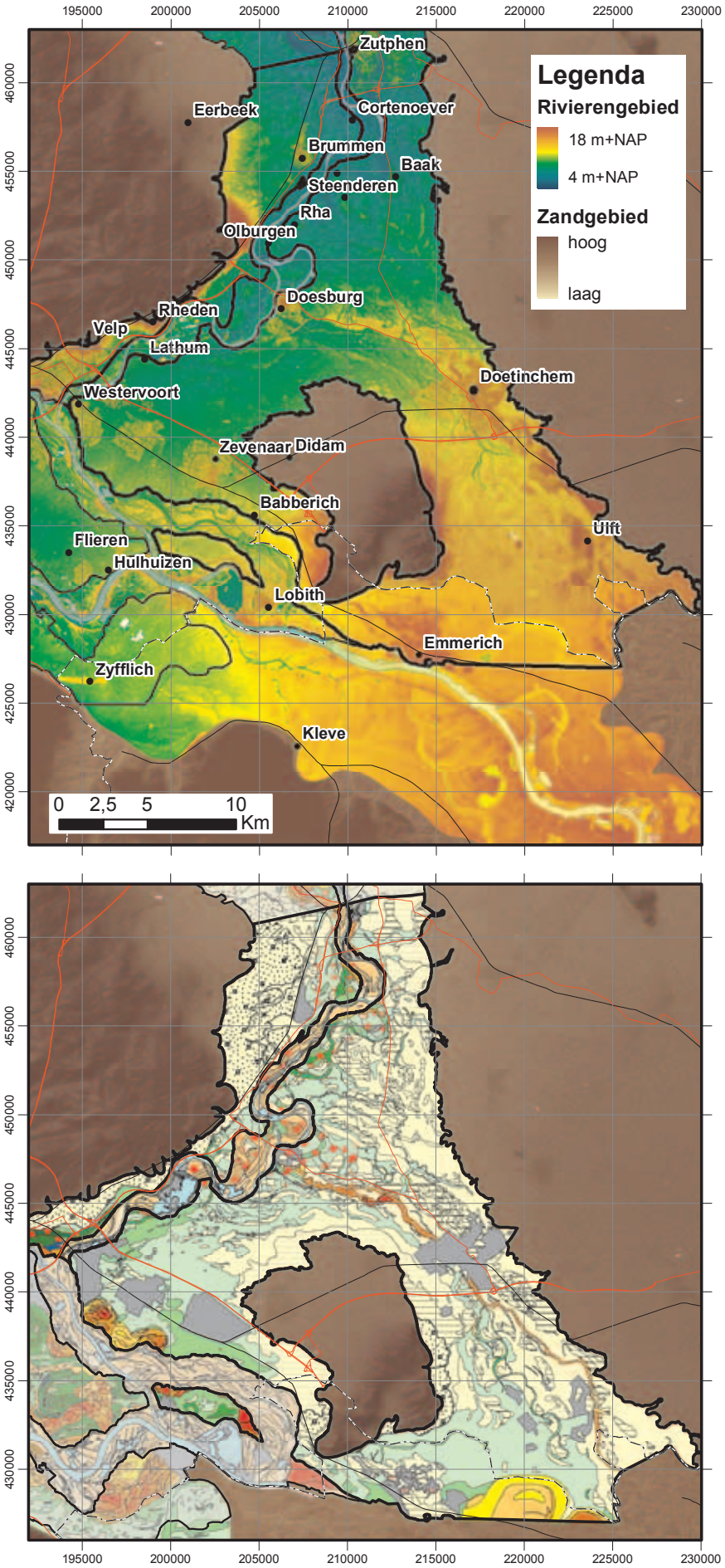
De zanddiepte in de Liemers is over het algemeen gering. In het grootste deel van het gebied worden pleistocene rivierafzettingen van vlechtende rivieren (grof, zeer doorlatend materiaal) tussen 1 en 2 m -mv aangetroffen. In het westen en noordwesten van het gebied bedraagt de zanddiepte 2 à 3 m -mv en nabij het splitsingepunt van de Gelderse IJssel lokaal nog iets meer (Fig. 26).



Het reliëf van de pleistocene ondergrond wordt in grote delen van de Liemers en het Oude IJsseldal bepaald door dekzandruggen en rivierduinen. De eolische afzettingen bedekken er grofzandig rivierafzettingen van de Rond-Montferland Rijnloop (Hs 5; Fig. 11 en 12). Ook op de afspoelingswaaiers die zich langs de randen van de stuwwallen van het Montferland en de Veluwezoom hebben gevormd liggen dekzanden met bijbehorend reliëf. Bij de zandwinning langs de IJssel worden veel botten van grote zoogdieren aangetroffen, afkomstig uit de Rijnafzettingen. Er worden botten aangetroffen van ijstijd-steppefauna (mammoet), en op iets grotere diepte ook van deltafauna (o.a. nijlpaard). Eerst genoemden leefden langs de Rond-Montferland Rijn, laatst genoemden leefden langs de IJsseldal-Rijn in de warmere periode tussen de laatste ijstijden, het Eemien (Fig. 27).

In het oppervlak van de pleistocene rivierafzettingen zijn een aantal terrasranden ontwikkeld. In het oosten van het gebied zijn deze terrasranden in de maaiveldhoogte te herkennen (Fig. 26), niet alleen als verschillen in gemiddelde maaiveldhoogte van enkele decimeters, maar ook aan lineaties en patronen in het bedekkende eolisch reliëf. In het westen zijn de terrasranden in de laatste millennia met rivierklei bedekt geraakt en minder uitgesproken in het maaiveldhoogtebeeld. In de Liemers en langs het Oude IJsseldal wordt aan de top van de geterrasseerde pleistocene rivierzanden de Laag van Wijchen regelmatig aangetroffen, deels bedekt door rivierduinen en dekzandruggen (Fig. 27). De laag strekt zich ook uit in de regio Brummen-Steenderen-Baak, maar dan als zeer dun voorkomen (± 10 cm dik). In dit deel van het gebied is de Laag van Wijchen bovendien siltiger ontwikkeld dan stroomafwaarts.

De belangrijkste terrasrand ligt in het uiterste westen van gebied, ter plekke van de huidige Rijnstrangen en de Nederrijn. Dit is de rand die gevormd is toen de Rijnloop door de Gelderse Poort actief was, in het Laat Pleniglaciaal, Laat-Glaciaal en Vroeg Holoceen (30.000-8.000 jaar geleden). Ook langs de zuidrand van het gekarteerde gebied (Emmerich en omgeving) loopt deze terrasrand door. Meanderuitbouw van de Rijn heeft de terrasrand daar in het Vroeg Holoceen nog verder gemodelleerd. De nederlands-duitse grens volgt de restgeulen van een aantal van deze meanders (Berendsen & Stouthamer, 2001). In het



Figuur 26 Maaiveldhoogte en zanddiepte in de Liemers, het Oude IJsseldal en de Gelderse IJssel bovenstrooms van Zutphen. Legenda van de zanddieptekaart: Fig. 8. Bronnen overzichtskaart: Hs 2

maaiveldhoogtebeeld is ook aan de andere zijde van de Rijn een dergelijke terrasrand met erosie door jongere meanderbogen te herkennen (Fig. 26), wat een beeld geeft van de breedte van de beddinggordel van de Rijn uit de laatste 15.000 jaar (Erkens, 2009). De oorspronkelijke meandergordel was aanzienlijk breder dan de zandbanen die gevormd zijn sinds het gebied delta werd (Hs 5).

De Oude IJssel ligt binnen een veel smaller dal, dat zich net als het grote Rijndal door de Gelderse Poort in ingesneden positie in het terras van de Rond-Montferland Rijn bevindt. Het door de Oude IJssel gebruikte dal en haar terrasranden zijn in het Laat-Glaciaal gevormd, toen een deel van de Rijnafvoer langs deze route afwaterde. Ten noordoosten van het Oude IJsseldal liggen twee oudere terrasranden (Fig. 27), die in het jongere deel van het Pleniglaciaal gevormd moeten zijn (40.000-20.000 jaar geleden; Hs 5).

Het dal van de Oude IJssel wordt aan de noordoostzijde geflankeerd door een rivierduincomplex en ook aan de noordoostzijde van de terrasrand van de Gelderse Poort-Rijn tussen Zevenaar en Westervoort, en op Duits grondgebied bij Emmerich, ligt een uitgestrekt rivierduincomplex. Deze duincomplexen hebben een identieke ontstaanswijze en ouderdom als langs het dal van de laat-glaciale Maas in het Land van Maas en Waal (Hs 6, Fig. 19): ze zijn in het Jonge Dryas en Preboreaal uit de toenmalige actieve riviervlakte opgewaaid (Hs 5).

Tussen Westervoort en Babberich bedekt het rivierduinzand een 40-60 cm dikke veenlaag uit het Allerød-interstadiaal (Berendsen & Stouthamer 2001). Dit sterk samengeperste veen op pleistocene rivierafzettingen is wat betreft ondoorlatendheid en stratigrafische positie vergelijkbaar met de Laag van Wijchen elders in het rivierengebied (Hs 6). Het rivierduincomplex langs de Oude IJssel vertoont een aantal doorbraakstructuren bestaande uit geulen met uitspoelingswaaiers aan de noordzijde. Vermoedelijk zijn deze tijdens één grote Rijn overstroming ontstaan, tussen 500 en 700 na Chr, die ook de Gelderse IJssel deed ontstaan (Hs 9).

Oude IJssel

Het smalle dal van de Oude IJssel stamt uit het einde van de laatste ijstijd en bevindt zich binnen het bredere dal van de Rijnloop uit de fase daarvoor. Die 'Rond-Montferland' Rijn (Hs 5) waterde stroomafwaarts van Doetinchem in westwaartse richting af en ook het dal van de Oude IJssel had deze afwateringsrichting, als gevolg van reliëfovererving. In de maaiveldhoogte is het dal te herkennen van de Duits-Nederlandse grens via Doetinchem tot aan Doesburg. In de ondergrond vervolgt het zich vanaf Doesburg aan de voet van de Veluwezoom richting Arnhem, zoals zichtbaar in de zanddieptekaart (Fig. 26).

Er zijn géén aanwijzingen gevonden voor het bestaan van een noordwaarts afbuigend dal van de Oude IJssel, van Doesburg richting Zutphen. Er is geen begraven morfologie die daar op zou wijzen. Er zijn lokaal wel humeus-kleiig opgevulde laagtes aangetroffen tussen Doesburg en Zutphen, maar beschouwing van de geuldiepte en de hoogte van voorkomen (de richting van het verhang) sluit afstroming naar het noorden uit (Fig. 27). Die gegevens bevestigen eerdere veronderstellingen over de loop van de Oude IJssel door het gebied in de periode voor het ontstaan van de Gelderse IJssel (Teunissen, 1960; Berendsen & Stouthamer, 2001). Ze weerleggen de veronderstelling van o.a. Van de Meene & Zagwijn (1979), dat voor het ontstaan van de Gelderse IJssel, tussen Doesburg en Deventer reeds een door de Oude IJssel gevoed dal gefunctioneerd zou hebben, dat daar ten tijde van het Laat Glaciaal zou zijn ontstaan. Het laatste beeld is overgenomen in overzichtspublicaties van de voormalige Rijks Geologische Dienst (Verbraeck, 1984; Zagwijn, 1989; De Mulder e.a., 2003) en anderen (Spek e.a., 1996), maar moet dus worden herzien (o.a. P. Vos, Deltares/TNO B&O, paleogeografische kaartserie voor Holoceen Nederland).

Het uitwiggen van de met dekzand bedekte voorkomens van de Laag van Wijchen ten noorden van het rivierduincomplex langs de Oude IJssel duidt er op dat dit gebied ook in het

begin van het Laat Glaciaal geen noordwaartse uitweg voor Rijnoverstromingswater bood (Fig. 27). Wel werd bij Olburgen een op het Oude IJsseldal afwaterend beekdal onder de IJsselafzettingen gekarteerd, wat er op wijst dat de strook rivierduinen langs de Oude IJssel (Doetinchem-Doesburg) niet ononderbroken tot aan de Veluwezoom (Ellecom) doorliep. Het laatste is een belangrijk gegeven bij het beschouwen van het ontstaan van de IJssel, en het vaststellen van de ligging van de waterscheiding tussen het Zuid-Veluws/Achterhoekse en het Noord-Veluws/Sallandse gedeelte van het IJsseldal in de duizenden jaren daarvoor (Hs 9).

De holocene beddinggordel van de Oude IJssel (Fig. 27) is aanmerkelijk smaller dan het laatglaciale dal dat zij volgt. De verschillen in breedte en gerelateerde eigenschappen zoals meandergrootte tussen de laat-glaciale en holocene eenheden zijn zo groot, dat zij niet aan klimatologische afvoerverschillen tijdens de vormingsfasen alleen kunnen worden toegeschreven. Dit impliceert dat tot aan het einde van ijstijd, behalve water uit het Oude IJssel stroomgebied, ook overstromingswater uit de toenmalige Rijnloop en/of de benedenloop van de rivier de Lippe door dit dal afwaterden (Hs 5: Fig. 12). Nader onderzoek naar de landschapssituatie aan het eind van de laatste ijstijd van het Oude IJsseldal, met name de aansluiting met de toenmalige dalen van Rijn en Lippe, is in uitvoering (UU-FG, W.Z. Hoek e.a., 2006, pers. com.).

Ten zuidwesten van Doetinchem hebben overstromingen van de Rijn in het Laat Holoceen geleid tot reactivatie van geulstructuren die daar in het Laat-Glaciaal waren gevormd. Dit is bijvoorbeeld het geval geweest ter plaatse van het Waalse Water (cv 217-438, Fig. 26). In het Vroeg- en Midden Holoceen was het Oude IJsseldal niet als overloop gebied van Rijn actief, getuige de venige invulling van het Oude IJsseldal uit die tijd. Het terugkeren van Rijnoverstromingen in het Oude IJsseldal in het Laat Holoceen was het gevolg van landinwaarts uitbreiden van de Rijndelta onder condities van sterk verhoogde sedimentlast aan slib, ten gevolge van prehistorisceh landbouw in Duitsland (Erkens, 2009).

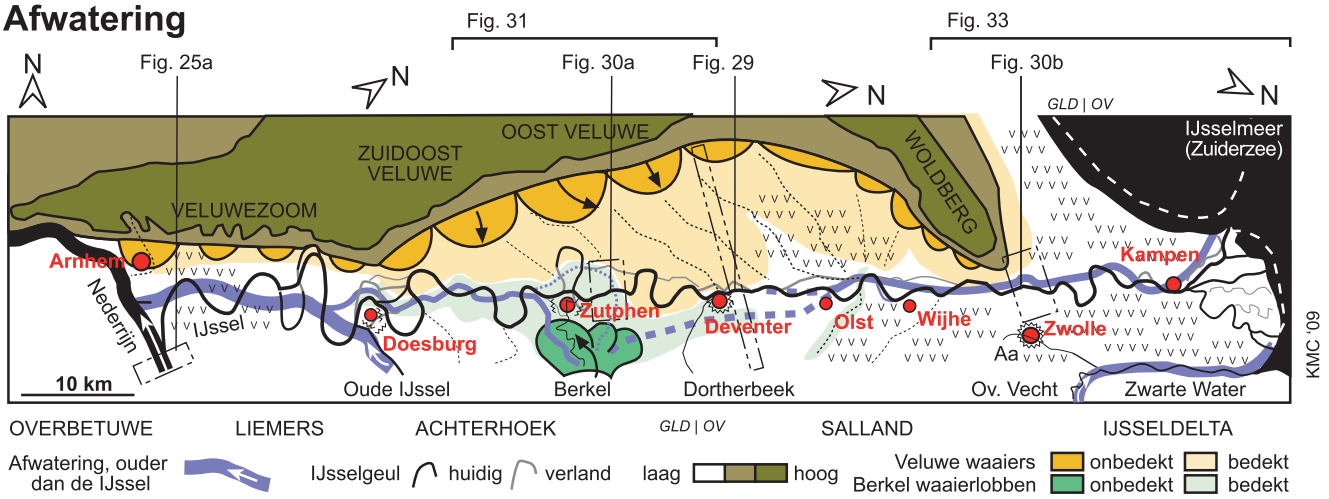
Nederrijn en Gelderse IJssel

In de Achterhoek en Liemers zijn de pakketten Rijn- en IJsselklei pas in de jongste 2500 jaar ontstaan ten gevolge van overstromingen en het stroomopwaarts opslibben en uitdijen van de delta (Fig. 15, 16). In eerste instantie vond kleiafzetting plaats tijdens overstromingen van de Nederrijn en voorlopers. Pas 1500 jaar geleden ontstond de Gelderse IJssel en pas vanaf toen vonden overstromingen vanuit deze rivier plaats en bouwden zich oeverwallen langs de riviergeul op (Hs 5, Hs 9).

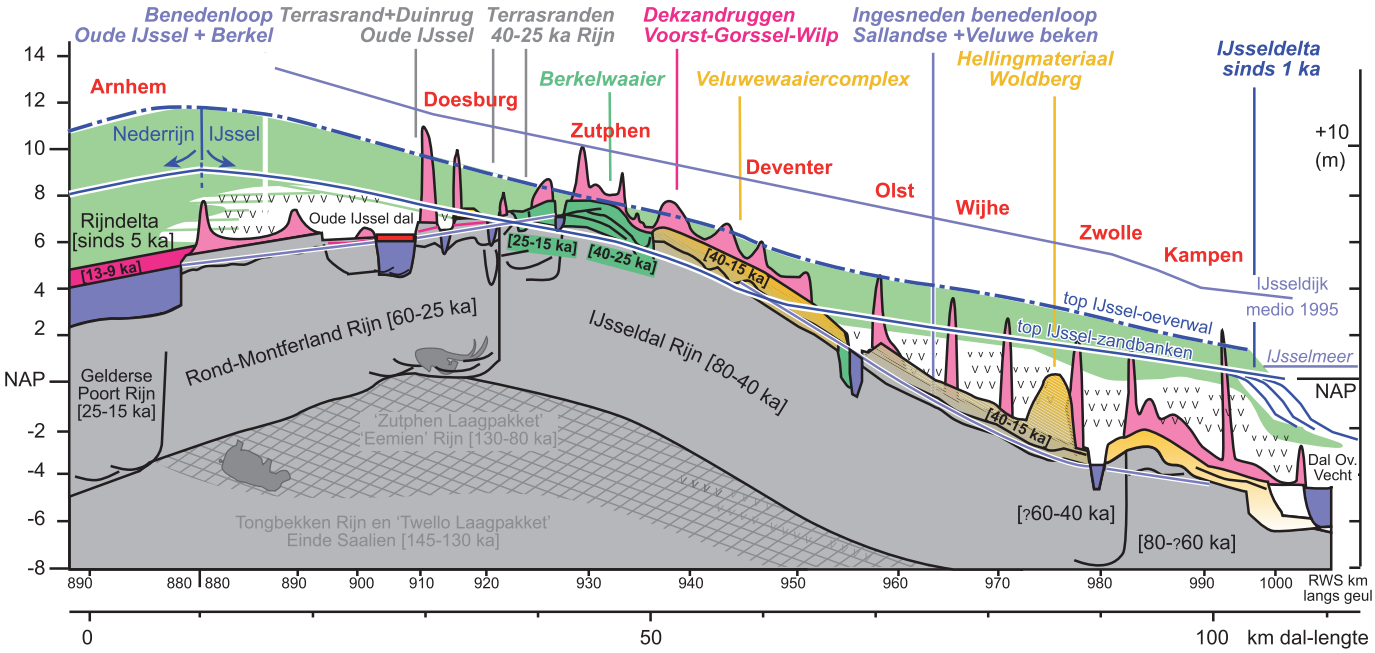
De beddinggordel van de IJssel heeft in het traject langs de Veluwezoom van nature veel bochten en een hoge sinuositeit (Fig. 27b; vergelijk de rivierkilometrering met afstand langs het dal). Bij Rheden werden gestuwde afzettingen door de IJssel aangesneden en ondergraven. De andere IJsselmeanders langs de veluwezoom snijden stuwwal-flankerende afspoelingswaaiers aan bestaande uit relatief grof materiaal (Teunissen, 1960). De betreffende meanders zijn in 1969 afgesneden ten behoeve van de scheepvaart en de aanleg van de snelweg A348. Hun kronkelwaarden zijn daarna voor zand- en grindwinning gebruikt. Ook verder stroomafwaarts zijn de kronkelwaarden sterk ontwikkeld, vooral bij Doesburg (Fraterwaard, in 1954 afgesneden t.b.v. scheepvaart, cv 207-450), bij Brummen (Cortenoever, cv 211-457). De Lamme IJssel (cv 205-447) resteert als fragment van de natuurlijke geul die verlaten is na het graven van een nieuwe loop van de IJssel dichter langs Doesburg in de Late Middeleeuwen (ca. 1552 AD; Haans, 2008). De IJssel wordt bij Olburgen, Bronkhorst en Baak geflankeerd door meanderachtige bochten die met klei, aangevoerd door de IJssel, zijn opgevuld. Duidelijk kronkelwaardreliëf (Hs 4) in het zand in de binnenbocht ontbreekt echter. Het betreft hier vermoedelijk laagtes (beekdalen) die in aanleg al vóór het ontstaan van de Gelderse IJssel aanwezig waren, en die in tamelijk sterke mate zijn geremodelleerd door middeleeuws IJsselwater, ten tijde van het ontstaan van de rivierloop.

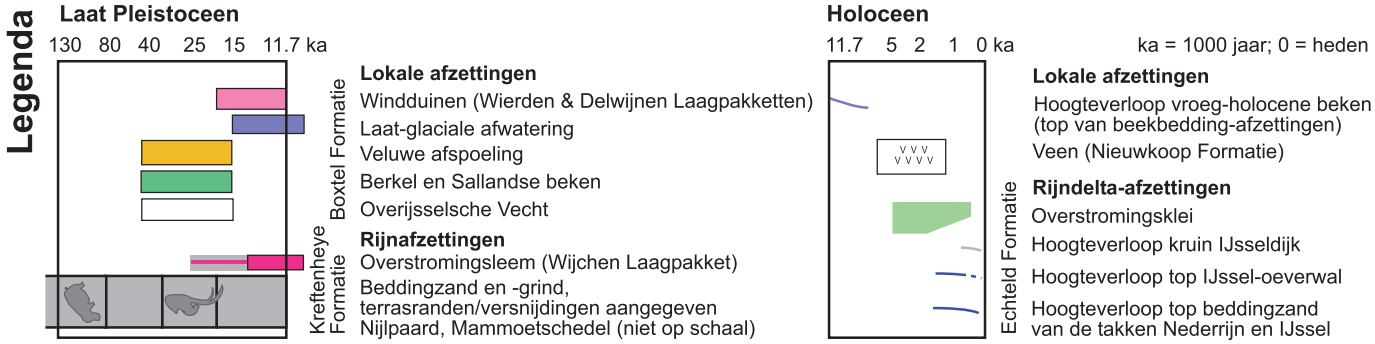
HET IJSSELDAL VOOR EN NA HET ONTSTAAN VAN DE GELDERSE IJSSEL

a) Afwatering



b) Geologische doorsnede langs de midden-as van het IJsseldal





Figuur 27 Het IJsseldal voor en na het ontstaan van de Gelderse IJssel. a) Afwatering, zoals overgeërfd uit de laatste IJstijd, in gebruik in het Holoceen, voor en na het ontstaan van de IJssel. b) Geologische doorsnede langs de midden-as van het IJsseldal. De stroomgordel-afzettingen van de IJssel zijn als verhanglijnen weergegeven, waardoor de situatie ten tijde van het ontstaan duidelijk wordt.

Aan het begin van de 17e eeuw hadden de kronkelwaarden van de IJssel al min of meer hun huidige vorm (Hesselink, 2002). Typische concentrische vormen met series zandige ruggen met laagtes ertussen (vullingen tot 3 m dik) markeren de daadwerkelijke kronkelwaard in de binnenbocht van de hoofdgeul. Die morfologie markeert de zone waarbinnen de hoofdgeul van de Gelderse IJssel lateraal gemigreerd, op de kaart weergegeven als de beddinggorden (legenda-eenheden 1-10 en 13-17, respectievelijk binnen en buiten de dijken). Op grotere afstand van de hoofdgeul is het pakket zand afkomstig van de IJssel echter aanmerkelijk dunner (1-2 meter) en missen de zandige ruggen het typische concentrische seriële kronkelwaardpatroon. Het contrast tussen de daadwerkelijke kronkelwaard en de zone met een chaotischer netwerk van secundaire geulen is bijvoorbeeld te zien bij Olburgen, westelijk van de Fraterwaard (cv 206-449), bij Brummen, westelijk van Cortenoever (cv 210-457); en ook oostelijk van Gorssel (cv 209-468). Laatstgenoemde geulen zijn te beschouwen als nevengeulen uit de tijd van het ontstaan van de Gelderse IJssel (Hs 9). Op enkele plaatsen lijken de secundaire geulen over relatief korte afstand een van lokale beeklopen overgeërfde richting te volgen. Op de kaart is dit weergegeven als dek van IJsselzanden ('zandige laag binnen 1 à 2 m', legenda-eenheden 18 en 19) over 'Pleistoceen zand op aangegeven diepte' (Fig. 11).

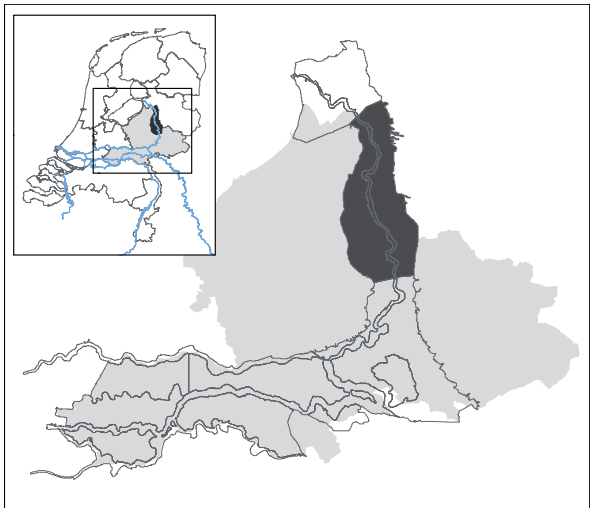
Het bovenstroomse deel van de Gelderse IJssel, met name tussen Arnhem-Doesburg, heeft een opbouw van de afzettingen die afwijkt van alle andere takken in de Rijn delta. Onder de oeverwallen van de IJssel liggen komkleien van de Nederrijn en lokale organische afzettingen voor, die voor het ontstaan van de Gelderse IJssel de benedenloop van het Oude IJsseldal hadden opgevuld (Teunissen, 1990). Het gebied tussen Arnhem en Doesburg werd dus al regelmatig door de Rijn overstroomd (Berendsen & Stouthamer, 2001; Gouw & Erkens, 2007; Makaske e.a., 2008; Erkens, 2009) in de 500 à 1000 jaar voor het ontstaan van de Gelderse IJssel op enig moment tussen 300 en 700 na Chr. (Teunissen, 1990; Makaske e.a., 2008). Met het ontstaan van de Gelderse IJssel door dit deel van het IJsseldal is de afwateringsrichting langs de Veluwezoom infeite omgekeerd, van westwaarts naar oostwaarts. Het omkeringsaspect maakt de oeverwalopbouw langs dit stuk van de Gelderse IJssel uniek: er bestaat elders in de delta geen analoge situatie.

De afwijkende architectuur is een aanwijzing dat het mechanisme van het ontstaan van de IJssel als afsplitsing van de Nederrijn anders is geweest dan de reguliere stroomgordel-verleggingen elders in de delta. In vergelijking met het normale beeld rondom splitsingspunten van vroegere Rijntakken elders in de delta, ontbreken langs het bovenstroomse deel van de Gelderse IJssel typische aan avulsie gerelateerde crevasseafzettingen (Hs 5). Het belangrijkste verschil is dat het bij de avulsie van de IJssel uitliep op de annexatie van een nieuw deltagebied (terwijl het bij reguliere avulsies de vorming van nieuwe riviertakken betrof die binnen een bestaand deltagebied bleven) en dat daarom de doorbraaklocatie die voor het ontstaan van de IJssel van belang is ergens bij een waterscheiding halverwege Arnhem en Zwolle gezocht moet worden (en niet bij een oeverwal van de Nederrijn bij Arnhem). Die waterscheiding lag in ieder geval buiten het gebied van Liemers en Oude IJssel, ten noorden van de terrasrand tussen Rond-Montferland Rijn en IJsseldal-Rijn (Fig. 9, 11).

IJsseldal tussen Zutphen en Zwolle

Pleistoceen reliëf

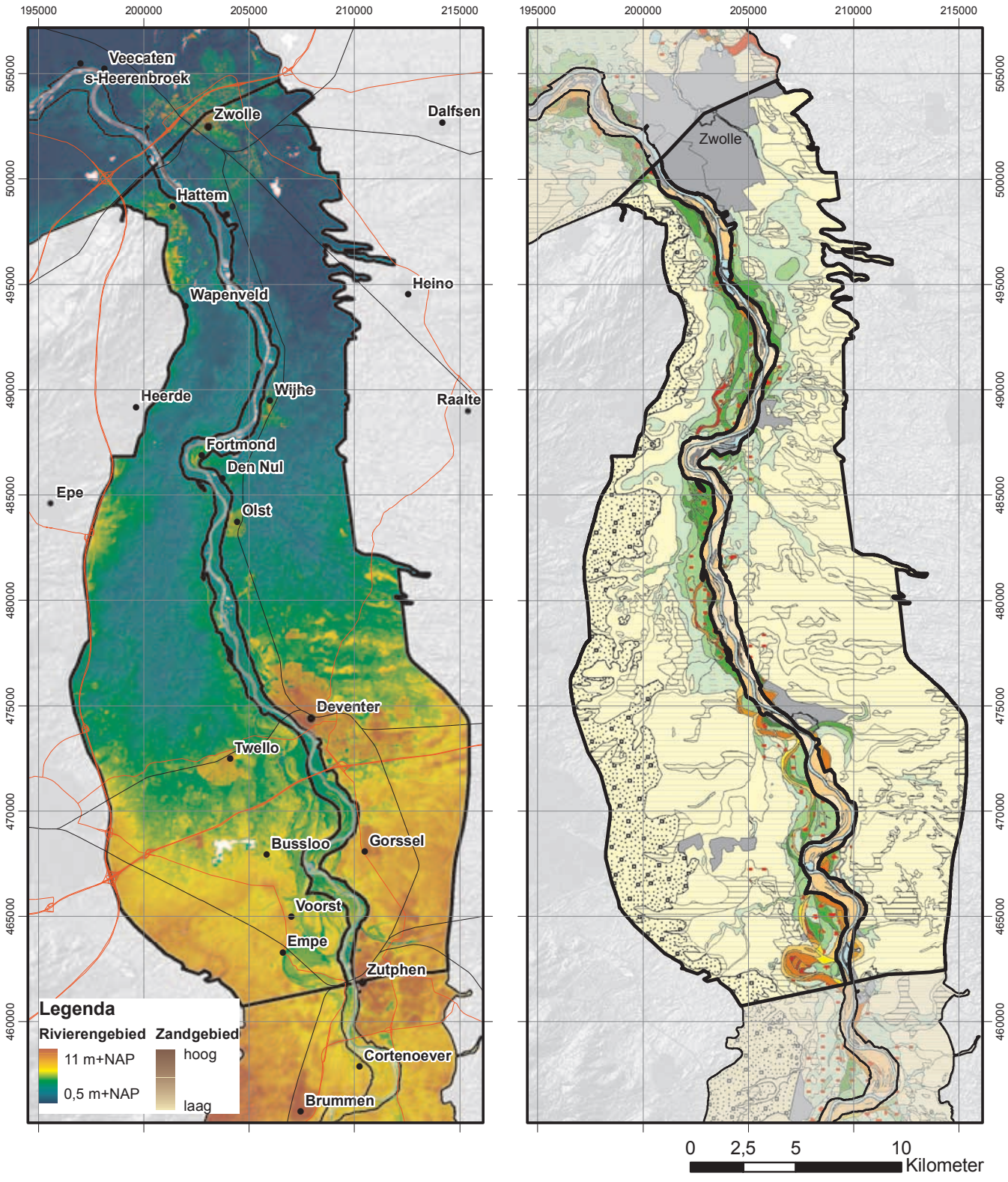
De zanddiepte tussen Zutphen en Zwolle is over het algemeen gering. Buiten de beddinggordel van de IJssel bedraagt de zanddiepte meestal 1-2 m -mv (tussen Zutphen en Deventer) en verder naar het noorden 2-3 m -mv (tot aan Zwolle).



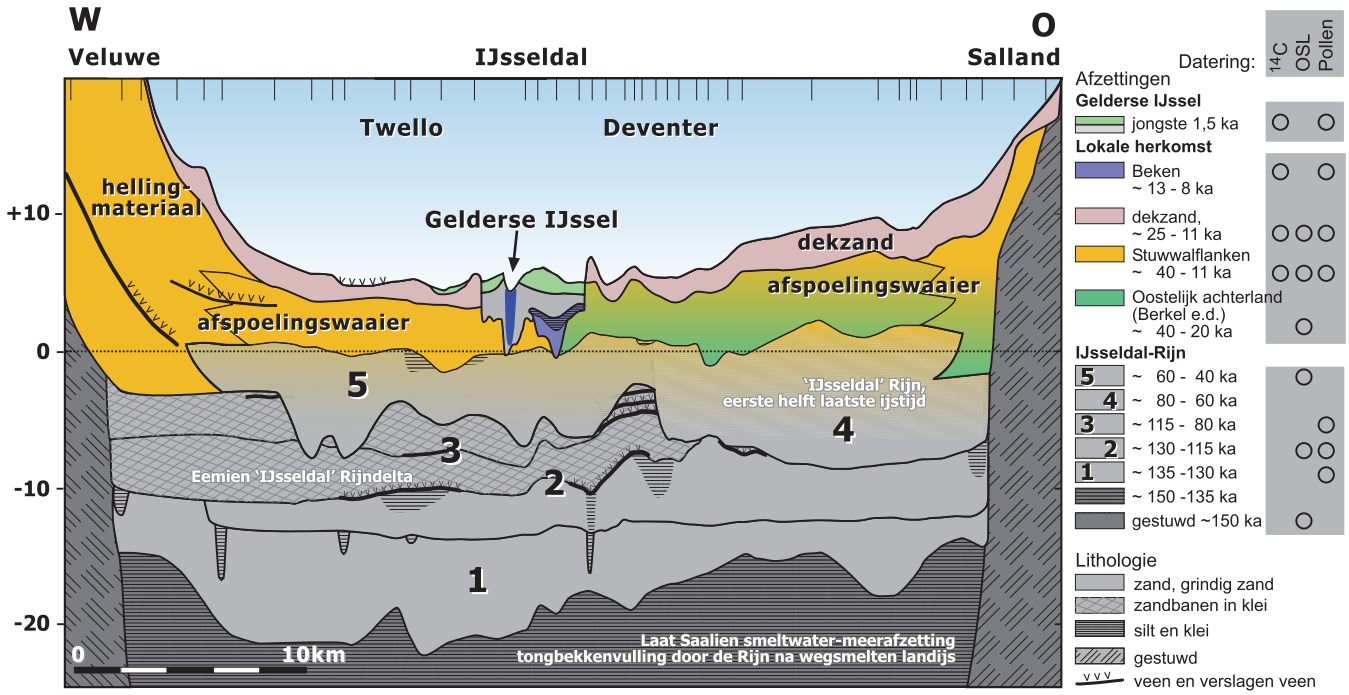
In dit deel van het IJsseldal zijn zijn in het Laat Pleniglaciaal en Laat-Glaciaal zowel vanuit het westen als vanuit het oosten afspoelingswaaiers van aanzienlijke omvang gevormd die de bodem van het verlaten Rijndal bedekten en ophoogden. Het pakket dekzanden en waaierafspoelingsmateriaal bereikt langs de stuwwallen enkele meters dikte (Fig. 28). Over de volle breedte van het IJsseldal bedekken de lokale pakketten de Rijnafzettingen uit eerdere delen van de laatste ijstijd (Fig. 11, 29), een belangrijk verschil met de andere beschreven deelgebieden. Vooral de afspoelingswaaier ter hoogte van Eerbeek aan de voet van het hoogst opgestuwde deel van de Zuid-Veluwe bouwde aanzienlijk uit. De waaiers bouwden een sedimentpakket op dat afwijkt van de onderliggende afzettingen met typische Rijn signatuur. Dat pakket is als zodanig bewaard gebleven, en verklaart mede het ontstaan van de waterscheiding in dit gebied (Hs 9).

Het pleistocene reliëf in dit deel van het IJsseldal kent zeer uitgesproken dekzandruggen. Een verschil met andere gebieden met dekzandreliëf, zoals bijvoorbeeld in de IJsseldelta, de Bommelerwaard, Zuidwest-Utrecht en oostwaarts richting Salland en Twente, is het ontbreken van typische westelijk-tot-zuidwestelijke richtingen uit de jongste fasen van dekzandvorming (Jonge Dryas). Dit betekent niet dat windafzettingen uit deze fase ontbreken, maar is het lokale gevolg van het beschuttingseffect van de Veluwe. In het patroon van dekzandruggen in het middendeel van het IJsseldal overheersen noordwestelijke richtingen, die elders in Nederland aan de eerdere fase van dekzandvorming zijn gekoppeld (Laat Pleniglaciaal, Bølling). Aan de profielopbouw van de dekzandruggen, zoals het daarin aantreffen van grindsnoertjes (Laag van Beuningen; Van Huissteden & Ran, 1993) is af te leiden dat een aanzienlijk deel van het dekzandreliëf in dit gebied in het Bølling en het Jonge Dryas gevormd moet zijn (Fig. 9).

Tegenwoordig doorsnijdt de Gelderse IJssel het pleistocene reliëf langs de as van het dal. De rivier werkt het dekzand om en neemt het op in haar beddingafzettingen (Fig. 27, 29, 30). Langs de ondergraven flank van aangesneden dekzandruggen versteilt het reliëf. Zo blijven vlak langs de rivier hoge duinkoppen over die bekend staan als rivierduinen. Steden als Zutphen en Deventer zijn op dergelijke aangesneden hoogtes gevestigd. Hun positie pal langs de huidige rivier maakt deze landschapsvormen echter nog geen rivierduinen in strikte zin. De betreffende windafzettingen zijn immers niet in de jongste 1500 jaar uit de IJssel uitgeblazen (Hs 4), maar lagen er al 10.000 jaar langer. Bovendien liggen de aangesneden duinkoppen liggen niet langs de oostrand van een uitgesproken rivierdal, in tegenstelling tot bijvoorbeeld de gordels 'echte' rivierduinen langs de Oude IJssel en de Gelderse Poort Rijn.



Figuur 28 Maaiveldhoogte en zanddiepte in het IJsseldal tussen Zutphen en Zwolle. Legenda van de zanddieptekaart: Fig. 8. Bronnen overzichtskaart: Hs 2.



Figuur 29 Geologische dwarsdoorsnede van het IJsseldal nabij Deventer. Naar Busschers e.a., 2007; bijgewerkt.

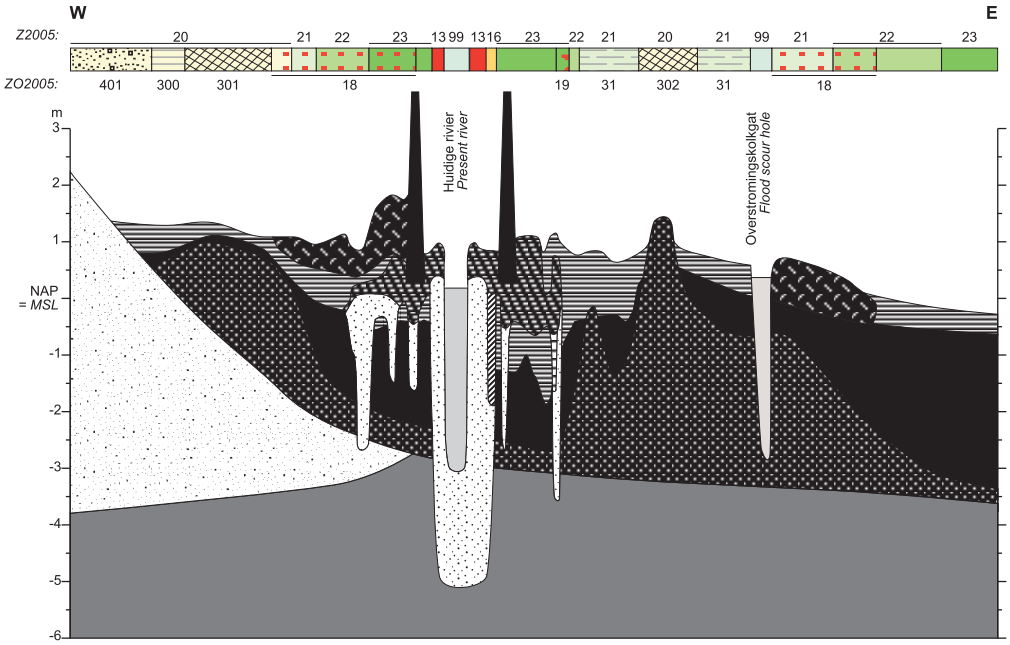
De aangesneden duinkoppen in het middendeel van de IJsseldal zijn wel heterogener van korrelgrootteverdeling en samenstelling dan het dekzand elders in Nederland. Dit is een aanwijzing dat er ten tijde van de dekzandvorming in het gebied wel degelijk wijdverbreid lokale fluviatiele activiteit was, ondanks het ontbreken van een uitgesproken dal. De locatie van de rivierduinachtige dekzandkoppen is dan ook geassocieerd met de afspoelingswaaiers (legenda-eenheid 401, Hs 4) die zich in het tweede deel van de ijstijd zowel langs de Veluwse als de Sallandse rand van het dal vormden (Fig. 27, 29). De waaiervoet fungeerde als brongebied voor de lokale windafzettingen. Sneeuwsmeltwater spoelde er heterogeen sediment van de stuwwallen af en deponeerde het als banken op de waaiervoet, van waar het tot dekzandruggen en –duinen kon verwaaien. Dit geld niet alleen voor de waaiers die vanaf de stuwwallen gevoed werden, maar ook de waaiers die vanuit het oosten opgebouwd werden door lokale rivieren zoals de Berkel en de Sallandse beken, op de locaties waar zij in het door de Rijn verlaten IJsseldal uitmonden.

Van de stuwwalhellingen spoelde in het Laat Pleniglaciaal en Laat-Glaciaal niet alleen grover en fijner zand af maar ook fijner siltig materiaal: verspoelde lössen (Teunissen, 1960). Vermoedelijk was het dal van de Rond-Montferland Rijn tot in het Midden en Laat Pleniglaciaal het brongebied van de lössen. Het werd bij het droogvallen na overstromingen uit het dal opgewaaid en ingevangen door de dalen langs de hellingen van de Veluwe (andermaal een beschuttingseffect van de Veluwe op windafzettingen), waar vandaan het later weer naar de waaiers aan de hellingvoet afspoelde.

De eolische geomorfologie in het middendeel van het IJsseldal, met haar heterogene lithologie van grof zand tot silt, is dus gekoppeld aan de afspoelingswaaiers en kan het beste als een overgangsvorm tussen rivierduinen en dekzandruggen beschouwd worden. In het gebied tussen Zutphen en Deventer was het resultaat dat eerdere afzettingen van de IJsseldal-Rijn aan de bovenkant enigszins omgewerkt raakten (maaiveldvereffening), vervolgens met waaierteen sedimenten begraven raakten (maaiveldsverhoging) en lokaal door de vorming van dekzandruggen nog meer ophoogden. Dit verklaart waarom juist hier de waterscheiding ontstond die het Sallandse gebied tot in de Vroege Middeleeuwen van hernieuwde overstromingen door de Rijn bleef vrijwaren.

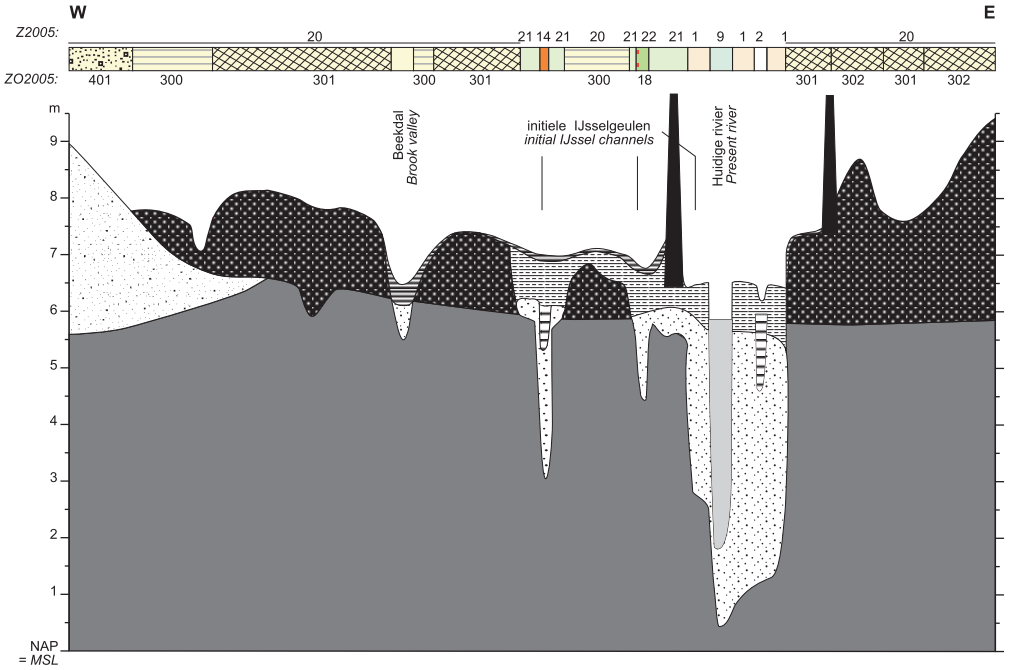
SCHEMATISCH PROFIEL GELDERSE IJSSEL, NOORD (IJSSELDELTA)

Schematic cross section Gelderse IJssel, downstream reach (IJssel delta)



SCHEMATISCH PROFIEL GELDERSE IJSSEL, MIDDEN (IJSSELDAL)

Schematic cross section Gelderse IJssel, middle reach (IJssel valley)



Figuur 30 Schematische doorsneden over de Gelderse IJssel, ter verduidelijking van legenda en kaartbeeld van de zanddieptekaart. Legenda als in Fig. 8 en 10.

Veengroei en -afbraak

In de loop van het Holoceen raakten ten noorden van Deventer ook tussen de beekdalen grote gebieden met veen bedekt door voortzettende grondwaterspiegelstijging (Fig. 27). Deze ontwikkeling is vergelijkbaar met die in de benedenstroomse delen van grotere beekdalen op andere plaatsen in Midden Nederland, zoals die van de Overijsselse Vecht en de Regge, maar ook in de Gelderse Vallei. De opkomst van veenontwikkeling valt samen met het verdwijnen van aaneengesloten bosgebieden door het groeiende grondgebruik door de prehistorische mens met de introductie van landbouw in het gebied (Neolithicum, Vroege Bronstijd; Van Beek, 2009). Het resultaat was een practisch aaneengesloten veendek, doorsneden met smalle veenvrije zones, dat in de Middeleeuwen door menselijk ingrijpen ontwaterd en ontgonnen is.

De veenvorming was het gevolg van twee complementerende oorzaken: er was sprake van regionaal gestuurde grondwaterspiegel-gerelateerde veenvorming in de laagst liggende gebieden (verdrinkingsveen), maar ook van vorming van veenkussens met een eigen verhoogde waterspiegel op de iets hogere delen van het flauw hellende, licht golvende dekzandlandschap. Met de ontwatering van de veenkussen oxideerde en verdween het veendek. In en tussen de beekdalen en in dekzandlaagtes resteert nog maar zeer weinig van het oorspronkelijke areaal aan gebieden met veenkussens. De verdrinkingsvenen in de laagste delen van het IJsseldal zijn wel bewaard gebleven. Ze liggen in ingeklonken vorm, bedekt met IJsselklei (Fig. 30), in de polders aan weerszijden van de IJssel ten noorden van Olst (cv 205-484).

Afwatering door beken

Uit het kaartbeeld (Fig. 28) wordt duidelijk dat het pleistocene zandoppervlak aan weerszijden van de IJssel op veel plaatsen doorsneden wordt door beekdalen. Dit volgt uit de lokaal voorkomende grotere zanddiepte en het lokaal ontbreken van een dekzanddek. Het patroon van dalen weerspiegelt het afwateringspatroon aan het einde van de laatste ijstijd, dat gelijktijdig met de vorming van dekzandruggen onstond. In het landschap van daarna was in veel van de dalen geen beek van enige omvang meer actief. De verlaten beeklopen raakten vanaf het Vroeg Holoceen met veen opgevuld, getuige palynologische dateringen en 14Cdateringen op een flink aantal locaties (Spek e.a., 1996; Bos e.a., 2005; W.Z. Hoek (UUFG), Bas van Geel (UvA) pers. com.).

De Dortherbeek direct ten zuiden van Deventer en de Duurse beek tussen Olst en Wijhe lijken de belangrijkste laat-glaciale / vroeg-holocene beekdalen ten noorden van Deventer te zijn geweest. De Dortherbeek werd in de Vroege Middeleeuwen 'Hunnepe' genoemd (Spek e.a., 1996). Vanuit het westen voegden een aantal door de Veluwe gevoede beken zich bij deze 'hoofdbeek' van het IJsseldal (Fig. 27). Ze vervolgden zich gezamenlijk in noordelijke richting, langs Hattem en verder noordelijk tot aan Kampen (zie onder).

Min of meer gelijktijdig met het bedijken van de Gelderse IJssel, zijn de meeste beken en veenontwateringsgeulen ten oosten van de IJssel in de bloeiperiode van de Hanzesteden Zutphen, Deventer en Zwolle verlegd en gekanaliseerd, onder andere ten behoeve van watermolens (Spek e.a., 1996; Van der Schrier & Van den Berg, 2001; Willemse, 2008; Van Beek, 2009; Keunen, in voorb.).

De beken in het noordoosten van het gebied (Olst, Wijhe, Zwolle) waterden tot in de Middeleeuwen op de IJssel af. Dit ging echter steeds moeizamer, enerzijds door voortgaande opslibbing van de bedijkte oevers van de IJssel en anderzijds door maaiveldsverlaging door inklinking van in cultuur gebrachte veengronden. Als reactie op deze ontwaterings= problematiek zijn in de Hoge Middeleeuwen diverse weteringen parallel aan de IJssel aangelegd (tussen 1100 en 1400 na Chr.; Van der Schrier en Van den Berg, 2001; Fig. 33), die het gebied naar het noorden lieten afwateren in plaats van naar het westen. De weteringen doorkruisen de uit het Pleistoceen overgeërfde waterscheiding van dekzandruggen tussen het IJsseldal en de Zwolsche Aa's en de Overijsselsche Vecht, zoals de

zandwetering bij Hoog Zuthem (cv 206-498). De Sallandse polders langs de rechteroever van de IJssel waterden sindsdien op het Zwarte Water af (Spek e.a., 1996).

Tussen Zutphen/Brummen en Doesburg/De Steeg worden her en der fragmenten van beekgeulen aangetroffen, op diepte van 2 tot 4 m–mv, onder IJsselafzettingen (Fig. 27, 28). In een aantal gevallen kon een vroeg holocene ouderdom (Preboreaal en Boreaal) van de beekdalvullingen vastgesteld worden, in andere gevallen gaat het om jongere beekdalafzetingen gevormd tot in het subatlanticum (palynologisch vastgesteld; UU-FG, W.Z. Hoek, K.M. Cohen e.a.), vermoedelijk tot ca. 500 na Chr. Deze afzettingen liggen tot een meter hoger (ten opzichte van NAP) dan invullingen van vergelijkbare ouderdom in het Oude IJsseldal. Dit duidt er op dat de beeklopen in het gebied ten zuiden van Zutphen richting de Oude IJssel afstroomden, om daar ten westen van Doesburg mee samen te vloeien om bij Arnhem gezamenlijk in de Rijndelta uit te komen (Fig. 31a).

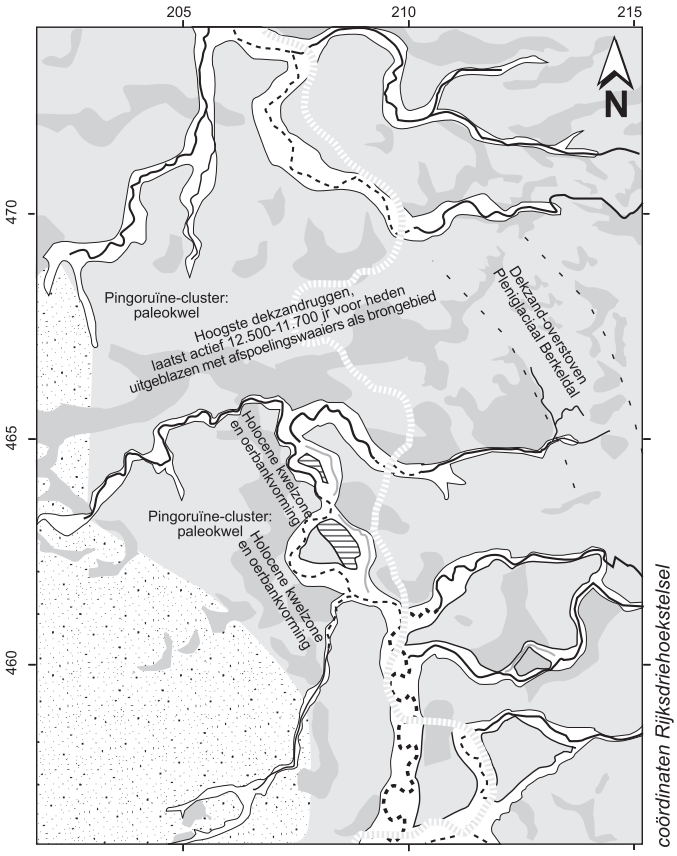
Her en der komen in het gebied ijzeroerbanken voor, met name aan de westrand van de beekdalen die door IJsselafzettingen begraven zijn (onder andere bij Voorst, cv 207-465). Deze oerbanken hadden zich eerder in het Holoceen gevormd op een diepte die overeenstemt met de toenmalige grondwaterspiegel en de waterspiegel in de beek zelf. Het ijzeroer vormde zich door oxidatie, daar waar kwelstromen met opgelost gereduceerd ijzer uit de Veluwe stuwwal in contact kwamen met zuurstofrijker beekwater en met atmosferische zuurstof. Het voorkomen van ijzeroer is niet alleen van paleo-hydrologisch belang, het is bekend dat gelegenheidsvondsten van ijzeroer in dit gebied sinds de IJzertijd tot in de 19e eeuw door de mens voor ijzerproductie is gebruikt. Ook het Vroeg-Middeleeuwse toponiem 'Hunnepe' voor de latere Dortherbeek zou aan de ijzerrijkheid van het toenmalige beekwater in het IJsseldal toe te schrijven zijn (Spek e.a., 1996).

Berkel

Het is lang onduidelijk geweest of de Berkel, tegenwoordig in de IJssel uitmondend bij Zutphen (cv 210-462), zich voor het ontstaan van de IJssel naar het noorden danwel naar het zuiden vervolgde. Hierbij moet bedacht worden dat er sinds de 13e eeuw n. Chr,. een aantal gekanaliseerde lopen van de Berkel door Zutphen gegraven zijn, o.a. de 'Molengracht' en de noordelijke singels, waardoor de huidige monding van de Berkel aan de noordzijde van Zutphen een kunstmatige is. De natuurlijke loop en monding in de IJssel lag tot in de Middeleeuwen ten zuidoosten van het stadscentrum (zie Fermin & Grootthedde; ZAP 19, 31, 34, 35, 41, 46; 2005-2008).

Ten zuidoosten van het stadscentrum ligt nog een tweede loop van de Berkel, in een laatglaciaal overgeërfd dal. Deze loop is in het Vroeg Holoceen verlaten ten gunste van bovengenoemde natuurlijke loop (dateringen in Bos e.a., 2005). De meanderlengte van dit dal getuigt van een oorspronkelijk veel grotere afvoer, en de meanders stammen in aanleg vermoedelijk uit het Laat-Pleniglaciaal/Bølling, ca. 15.000 jaar geleden, toen in het gebied de grootste smeltwaterafvoerpieken optraden (Fig. 12). Deze meest zuidelijke loop van de Berkel maakt onderdeel uit van een grote, door de Berkel opgebouwde afspoelingswaaier, die zich in de laatste 40.000 jaar over aanzienlijke breedte van het IJsseldal had uitgebouwd. De waaier is opgebouwd uit een aantal lobben, met een radiaal patroon van geulen- en dekzandruggen dat in de maaiveldshoogtebeeld goed zichtbaar is (Fig. 28). Het beurtelings activeren en deactiveren van de lobben van de waaier heeft gelijktijdig met de vorming van dekzandruggen plaatsgevonden. Het geheel laat zien dat de rivier bij het definitief wegvallen van de Rijnafvoer tussen 60.000 en 40.000 jaar geleden in eerste instantie nog een waaierlob naar het noorden bleef opbouwen (cv 212-464/212-470), maar dat gaande weg in het Laat Pleniglaciaal een zuidwestelijk gerichte waaier lob actief werd. De voormalige lob naar het noorden raakte met dekzandruggen overstoven. Op basis van de profielopbouw van deze dekzandruggen, zoals de positie Laag van Beuningen daarin, verliet de Berkel deze loop ca. 20.000 jaar geleden, midden in het Laat Pleniglaciaal (Fig. 29).

a) Overgeërfde afvoersituatie in het Holoceen, functionerend tot aan het ontstaan van de IJssel



coördinaten Rijksdriehoekstelsel

Legenda

Ouder dan de Gelderse IJssel

- Veluwe afspoelingswaaiers
- Dekzandrug
- Dekzandlaagte
- Beekdal, verspoelde löss
- Beekgeulen (afzettingen aangetroffen)
- Beekgeulen (loop geinterpreteerd)

Vroeg-Middeleeuwse IJssel

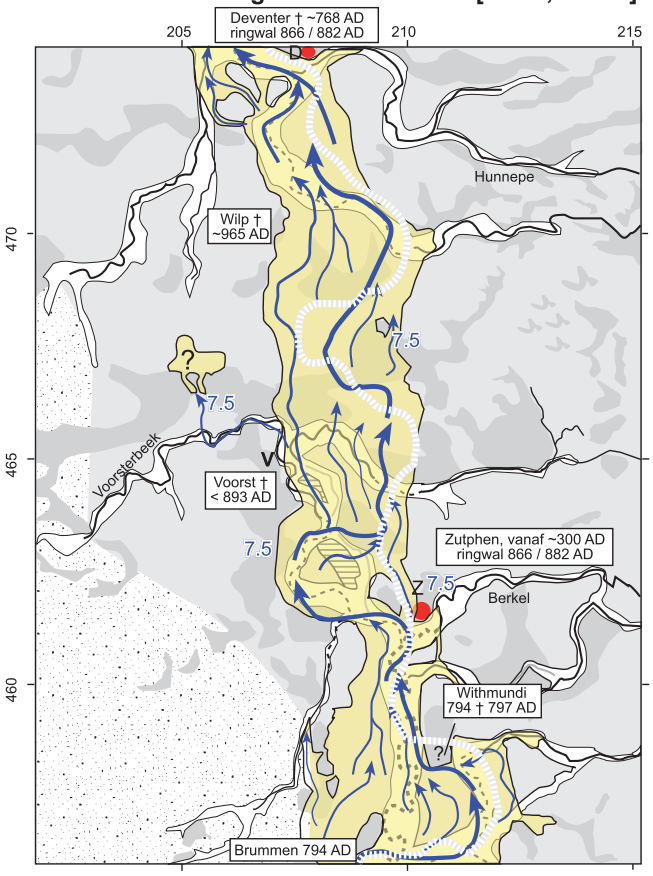
- Crevassewaaier en eerste begin aanleg meandergordel
- Doorbraakgeulen
- 7.5 Minimaal overtopte hoogte overgeërfd relief (m+NAP)
- Verdedigde nederzettingen

IJssel in latere Middeleeuwen

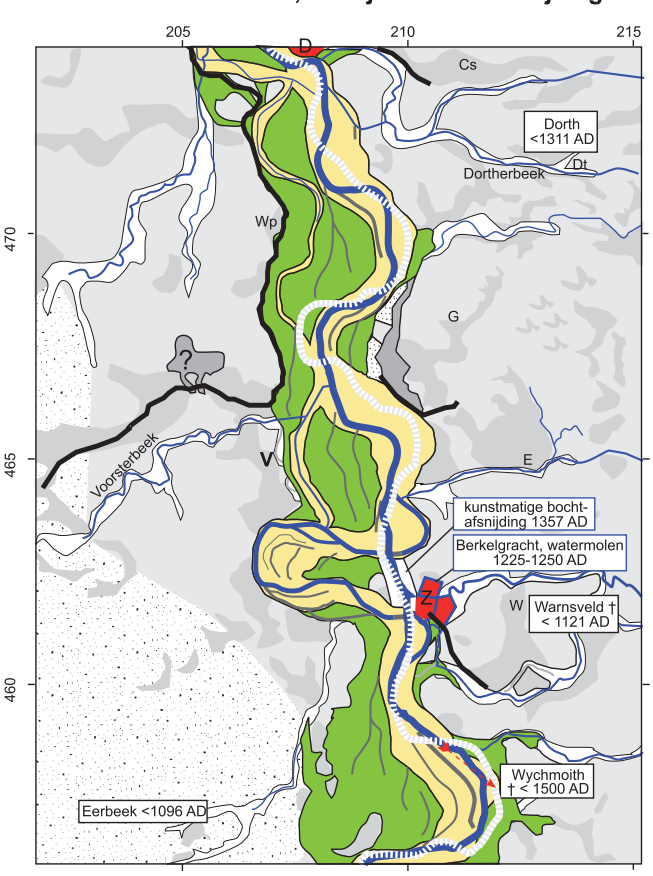
- Meandergordel, met actieve geulen
- Overstromingsvlakte, met opvullende restgeulen
- *idem*, niet langer actief
- Hanzesteden, met grachten en oudste dijken
- Beken, deels gekanaliseerd
- kerkverplaatsing Wichmond
- Huidige IJssel

alle jaartallen gebaseerd op (oudst bekende) historische vermelding
AD = na Chr.; '<' is 'eerder dan'; † = oudste kerk / kapel

b) Doorbraakafzettingen van de Gelderse IJssel, vormend vanaf ongeveer 550 na Chr. [> 350, < 700]



c) Doorontwikkeling meandergordel van de IJssel, situatie ~1300 n. Chr., ten tijde van de bedijking



Figuur 31 Holocene paleogeografische ontwikkeling van het IJsseldal nabij Zutphen: Voor, tijdens en kort na het ontstaan van de Gelderse IJssel.

De omslag van noordwaartse naar zuidwaartse afwatering houdt verband met het gelijktijdig oostwaarts uitbouwen van de waaiers aan de voet van de Zuidoost-Veluwe. Op de zuidelijke lob van de Berkel waren tot in het Laat-Glaciaal meerdere geulen afwisselend actief. Bij het wegvallen van de smeltwaterafvoer aan het einde van de laatste ijstijd raakte de afwateringsrichting definitief vastgelegd. De holocene Berkel volgde de uit het Laat-Glaciaal overgeërfde zuidwaartse richting, van Zutphen richting Cortenoever, Olburgen en Doesburg (Fig. 31a). Bij het ontstaan van de IJssel zijn afzettingen van de benedenloop van de Berkel grotendeels omgewerkt. Lokaal zijn fragmenten van geulvullingen onder crevasseafzettingen bewaard gebleven (legenda-eenheden 18, 19). Ter plekke van de beddinggordel van de IJssel zijn dergelijke afzettingen volledig omgewerkt. Het crevassecomplex en de meandergordel van de IJssel zijn aanzienlijk breder dan het voormalige Berkeldal (Fig. 31ab).

Er kan worden gesteld dat de Berkel tot in de Vroege Middeleeuwen, tot het moment dat de IJssel ontstond, een zijrivier van de Rijn was. Er zijn geen aanwijzingen of redenen om aan te nemen dat de holocene Berkel zich op enig moment voor het ontstaan van de IJssel onafhankelijk noordwaarts zou hebben verlegd. Wel wordt vermoed dat de Berkel in het Midden Holoceen (Atlanticum, Subboreaal) aanmerkelijk minder water vervoerde dan in eerdere en latere tijden, omdat zich toen stroomopwaarts bij Borculo een veenkussen ontwikkelde in een vlak deel van het laat-glaciale Berkeldal. Dat veenkussen distribueerde het water deels naar de benedenloop van de Berkel, maar deels ook naar kleinere Sallandse beken zoals de Hunnepe, en deels zelfs naar de Regge, weg van het IJsseldal.

Gelderse IJssel

De kaart toont een aantal fraai ontwikkelde kronkelwaarden in scherp meanderende bochten tegenover Zutphen (Empe; cv 207-463), nabij Gorssel (tegenover Bussloo, cv 208-468) en bij Olst (Fortmont, cv 203-487). De bochten bij Zutphen en Gorssel markeren een gebied met aanzienlijke omwerking van zand en grind uit dekzandruggen en stuwwal-afspoelingswaaiers. Opvallend is dat in de binnenste (oudste, eerst gevormde) kronkelwaardruggen het zand zich dichter onder het maaiveld bevindt (binnen 50 cm) dan in de jongere kronkelwaardruggen waarvan de maaiveldhoogte vergelijkbaar is, maar zand vaak pas op 1,5 m -mv wordt aangetroffen. Dit duidt op geleidelijke lokale beddingverlaging tijdens de periode van kronkelwaarduitbouw, als onderdeel van de vereffening van een overgeërfde zandige rug die IJssel ter plekke van de meander doorsneed. Het fenomeen van geleidelijk verlaging van de bedding, gepaard aan verdikking van het oeverpakket, treedt alleen in de middeleeuwse meanders tussen Doesburg en Deventer op: het smalste deel van het IJsseldal, waar de rivier zich insnijdt en het pleistocene reliëf dat het doorkruist versnijdt en vereffend. De kronkelwaardgeulen van deze meanders zijn tijdens hoogwater medewatervoerend, waarbij in de kronkelwaardlaagtes erosie kan plaatsvinden. Dit heeft het kronkelwaardreliëf in de benedenstroomse delen van de binnenbochten van de grotere meanders verder versterkt (Fig. 30a).

Verder naar het noorden is de geïsoleerde positie van de uitgesproken meander bij Fortmont vermoedelijk toe te schrijven aan het voorkomen van een tamelijk dik siltig pakket. Ten noordwesten van Den Nul (cv 204-486) ligt dit relatief moeilijk te eroden pakket op geringe diepte onder een matig-hoge dekzandrug. Dijkdoorbraken in de 16e en 17e eeuw sloegen in dit zandige landschap kolkgaten met een langwerpige vorm. De langwerpige vorm wijkt af van de typisch cirkelvormige kolkgaten (wielen) langs de dijken elders in het rivierengebied (Hs 7). Dit verschil is het gevolg van de zandiger bovengrond langs de riviergeul in het IJsseldal, in vergelijking met de overwegend kleiige opbouw van de bovengrond in het Rivierengebied. Het aansnijden van een overdaad aan zandig materiaal langs de stootoever leidde bij Fortmont behalve tot kronkelwaarduitbouw ook tot aanzienlijke duinvorming in de Middeleeuwen (legenda-eenheid 501, Hs 4).

Langs de Gelderse IJssel is niet alleen van Doesburg tot Deventer, maar ook naar het noorden tot aan Wijhe over uitzonderlijke afstand een crevassecomplex (Hs 4, 5) gekarteerd, dat de beddinggordel van de meanderende hoofdgeul begeleidt (Fig. 28). Hoe verder

benedenstrooms Deventer men de IJssel beschouwt, hoe meer de opbouw van de meandergordel overeenstemt met die van andere riviertakken in de delta (vergelijk Fig. 25 en Fig. 30). In het zuidelijker deel is een aanzienlijke hoeveelheid dekzand, rivierduinzand en afgespoeld stuwwalmateriaal in de crevasseafzettingen van de IJssel omgewerkt. De uitgestrektheid van het crevasse-complex ten noorden van Deventer is mede te danken aan de opname van dekzand in dat gebied. Het crevassegeulencomplex naast de beddinggordel heeft tussen Doesburg en Deventer een enigszins vlechtend karakter. Dit lijkt het gevolg van het gecombineerde omwerken van dekzandruggen en het volgen van het beekdalreliëf.

Het crevassecomplex markeert de periode van de eerste sedimentatie door de IJssel in het Sallandse deel van het IJsseldal (Fig. 27). Het ontstaan kan als volgt voorgesteld worden. Op enig moment in het Vroege Middeleeuwen zal het zuidelijke deel van het IJsseldal tijdens hoogwater in de Rijn overstroomd zijn geweest, en de waterspiegel ten zuiden van Zutphen moet hierbij zo hoog zijn opgestuwd dat het een dekzandrug tussen Voorst/Wilp en Gorssel/Zutphen (cv 206-468) overtopte en begon te eroderen (Fig. 31b). Dit water baande zich een weg naar het veengebied ten noorden van Deventer, waarin zich een crevasse complex begon uit te bouwen. Tijdens enkele volgende overstromingen, met een steeds geringere kritieke opstuwhoogte omdat geulvorming de waterscheiding snel en effectief verlaagde, konden geulen in het crevasse-complex zich doorontwikkelen tot permanent watervoerende geulen en daarmee was de Gelderse IJssel een feit. Het deel van het crevasse-complex tussen Zutphen en Deventer, ten noorden van het Berkeldal, markeert *de* doorbraaklocatie van Rijnwater door de waterscheiding tussen het zuiden en noorden van het IJsseldal, en daarmee *de* doorbraaklocatie die de Gelderse IJssel (zie ook Hs 9).

Als gevolg van het noordwaarts uitbouwen van het crevassecomplex, vond het begin van kleisedimentatie in het noorden tot enkele eeuwen later plaats dan afzetting nabij het doorbraakpunt in het zuiden (Makaske e.a., 2008).Vermoedelijk is de Gelderse IJssel als nieuwe noordwaartse waterloop tussen 500 en 700 na Chr. ontstaan, maar de sedimentatie van klei kwam nabij Zwolle pas tussen 900 en 1000 na Chr. goed op gang (Hs 9). Dit laat een periode van activiteit van het crevasse-complex van enkele eeuwen, waaronder ongeveer 300 jaar om van 'Zutphen' tot 'Zwolle' uit te bouwen.

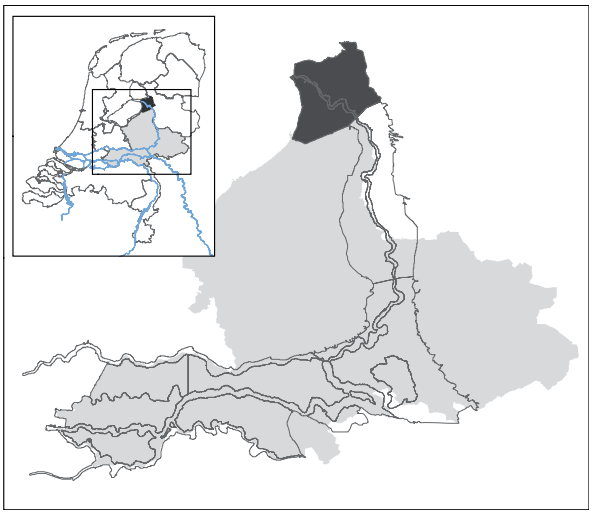
In de beginperiode van de IJssel ontwikkelde de hoofdgeul van het crevassecomplex zich door tot een beddinggordel met meanders. Over het crevassecomplex hebben zich daarbij oeverwallen ontwikkeld, plaatselijk tot 1,5 meter dik. Op de zanddieptekaart uiten deze sterk ontwikkelde, topografisch uitgesproken, siltig-kleiige oeverwallen zich als een zone met grotere diepte tot het pleistocene zand. Er komen in dit gebied parrallel ook smalle beddinggordels voor die onderdeel waren van het crevassecomplex, bijvoorbeeld bij Marle. In de Middeleeuwen hebben zij als nevengeul *naast* de hoofdgeul van de Gelderse IJssel gefunctioneerd (contra Van der Schreur, 2004). De nevengeulen zijn zandig ontwikkeld op plaatsen waar de lokale dekzandkoppen aansnijden. Over enige afstand stroomafwaarts verliezen ze hun zandige karakter. Met het opbouwen van de oeverwallen langs de hoofdgeul, verloren de nevengeulen in de loop van de Middeleeuwen hun afvoer en kon dit deel van de overstromingsvlakte van de IJssel door de mens intensiever in gebruik worden genomen.

Vanaf de Middeleeuwen is door de mens op de ligging van meanders en nevengeulen van de IJssel ingegrepen. De meandergordel van de IJssel is rond 1308 na Chr. bedijkt (Spek e.a., 1996). De IJsseldijken liggen deels over de oeverwallen en deels over aangesneden dekzandkoppen langs de rivier. Delen van het flankerende crevasse-complex zijn buiten de uiterwaarden bewaard gebleven (Fig. 31, 33). Met de bedijking begon ook de strijd tegen zich al te veel verleggende meanderbochten. Zo werd in 1357 na Chr. de meander tegenover Zutphen doorgestoken (cv 209-462; Fermin & Groothedde, 2005; 2006; 2008). Dit lijkt de oudste door de mens doorgestoken meander langs de IJssel te zijn. Ook net ten zuiden van Deventer en ten noorden van Zutphen lagen meanders, maar deze zijn sinds 1850 bebouwd geraakt (Twentekanaal, kades, industrie, stadsuitbreiding).

IJsseldelta stroomafwaarts van Zwolle

Pleistoceen reliëf

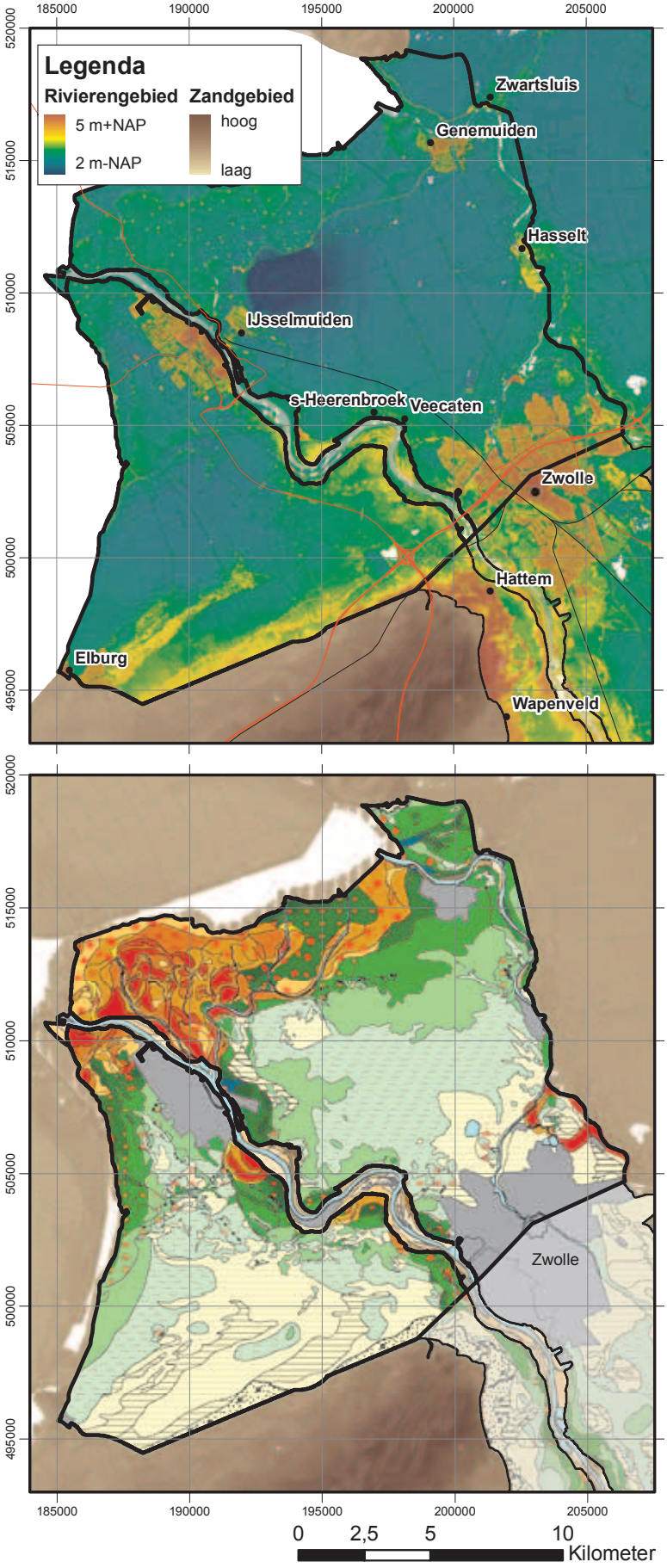
Stroomafwaarts van Zwolle neemt de diepteligging van het pleistocene zand in noordwestelijke richting aanmerkelijk toe, van binnen 1 m -mv langs de snelweg A28 bij Zwolle tot beneden 5 m -mv in de omgeving van de IJsseldelta bij Kampen (Fig. 32). Dekzandruggen en rivierduinen vormen lokale hoogtes in het pleistocene zandoppervlak. Uit de begraven topografie en de lokale aanwezigheid van lemige beekafzettingen aan de top van het pleistocene oppervlak is de positie af te leiden van twee beekdalen uit het Laat-Glaciaal en Vroeg Holoceen en de waterscheiding daar tussen.



Het eerste dal, centraal in het gekarteerde gebied, wordt geflankeerd door de rivierduinen van IJsselmuiden, 's-Heerenbroek, Veecaten en Westerholt. Dit dal vervolgt zich onder het Ketelmeer, met rivierduinen langs de uiterste zuidrand van de Noordoostpolder tot aan Urk (Wiggers, 1955; Gotjé, 1993). Het IJsseldal, West-Salland, de Oost-Veluwe en de Woldberg vormden het achterland van dit dal (Fig. 27a). Het werd in het Laat-Glaciaal en Vroeg Holoceen gevormd door de 'Oer-Hunnepe': de benedenloop van de huidige Dorterbeek die als verzamelbeek in het Sallandse deel van het IJsseldal fungeerde. Ook wat betreft hun dikte en uitgestrektheid komen de beekafzettingen in het 'Oer-Hunnepe' dal overeen met de begraven beekdalen in het IJsseldal tussen Deventer en Zwolle.

Het tweede dal, in het noordoosten van het gekarteerde gebied (Fig. 27a, 32), wordt geflankeerd door de rivierduinen van Cellemuiden - Hasselt en heeft een continuering in de Noordoostpolder langs Schokland (Wiggers, 1955; Gotjé, 1993). Dit dal is de benedenloop van de Overijsselse Vecht (o.a. Huisink, 1999; Kooistra e.a., 2006). De zanddieptekartering dekt vooralsnog alleen de westelijke begrenzing van dit dal.

De rivierduinen bij Veecaten en Westerholt vormen de oostelijke begrenzing van een dekzandwelving die doorloopt onder Zwolle (ten zuidwesten van het Zwarte Water) richting Heino/Raalte (Spek e.a., 1996). Deze rug fungeerde als de waterscheiding tussen het beeksysteem dat het IJsseldal afwaterde en het dal van de Overijsselse Vecht verder naar het oosten. Mogelijk waren de Overijsselse Vecht en de 'Oer-Hunnepe' al sinds het Midden Pleniglaciaal gescheiden lokale riviersystemen: de scheidende dekzandrug lijkt een terrasrand aan de top van de IJsseldal-Rijn te begraven die in de laatste fase van rijnactiviteit in het gebied gevormd zou zijn, tussen 60.000 en 40.000 jaar geleden (Fig. 33). Er zijn geen aanwijzingen voor het bestaan van een natuurlijke afwateringsdwarsverbinding tussen de Overijsselse Vecht en de IJssel, ter hoogte van Zwolle. Weliswaar ontbreekt de kartering van bebouwd Zwolle en de IJsseluiterwaarden aldaar (~30 km2) maar onder andere de aanleg van middeleeuwse weteringen duidt op het aaneengesloten doorlopen van een scheidende dekzandrug tussen Overijsselsche Vecht en Gelderse IJssel (Spek e.a., 1996; Van der Schrier en Van den Berg, 2001). De huidige dwarsverbinding tussen IJssel en Zwarte Water is een gegraven kanaal.



Figuur 32 Maaiveldhoogte en zanddiepte in de IJsseldelta.
Legenda van de zanddieptekaart: Fig. 8. Bronnen overzichtskaart: Hs 2.

Veengroei en -afslag

Vanaf ~6000 jaar geleden (Van de Plassche e.a., 2005) tot in de Vroege Middeleeuwen was er in het gebied van de latere IJsseldelta sprake van verdrinking als gevolg van grondwaterspiegelstijging. In het gekarteerde gebied leidde dit tot uitgestrekte veenvorming. Aan de zeewaartse zijde (Flevoland) vormde zich een lagune en ook in het veencomplex vormden zich lokaal meren. Aan de randen van de lagune en de veenmeren vond lokaal afslag plaats. De zuidrand van de polders Oldenbroek en Mastenbroek vormen de meest landinwaartse rand van de lagune. Het laguneveen bedekt er de welvingen in het dekzandoppervlak met de holocene podzolbodems daarin. Uit prospectief archeologisch onderzoek voor Hanzelijn en Zwolse stadsuitbreidingen (o.a. Kooistra e.a. 2006, resp. Van Zijverden e.a., 2008) is gebleken dat de veengroei daar pas 2500 jaar geleden was begonnen.

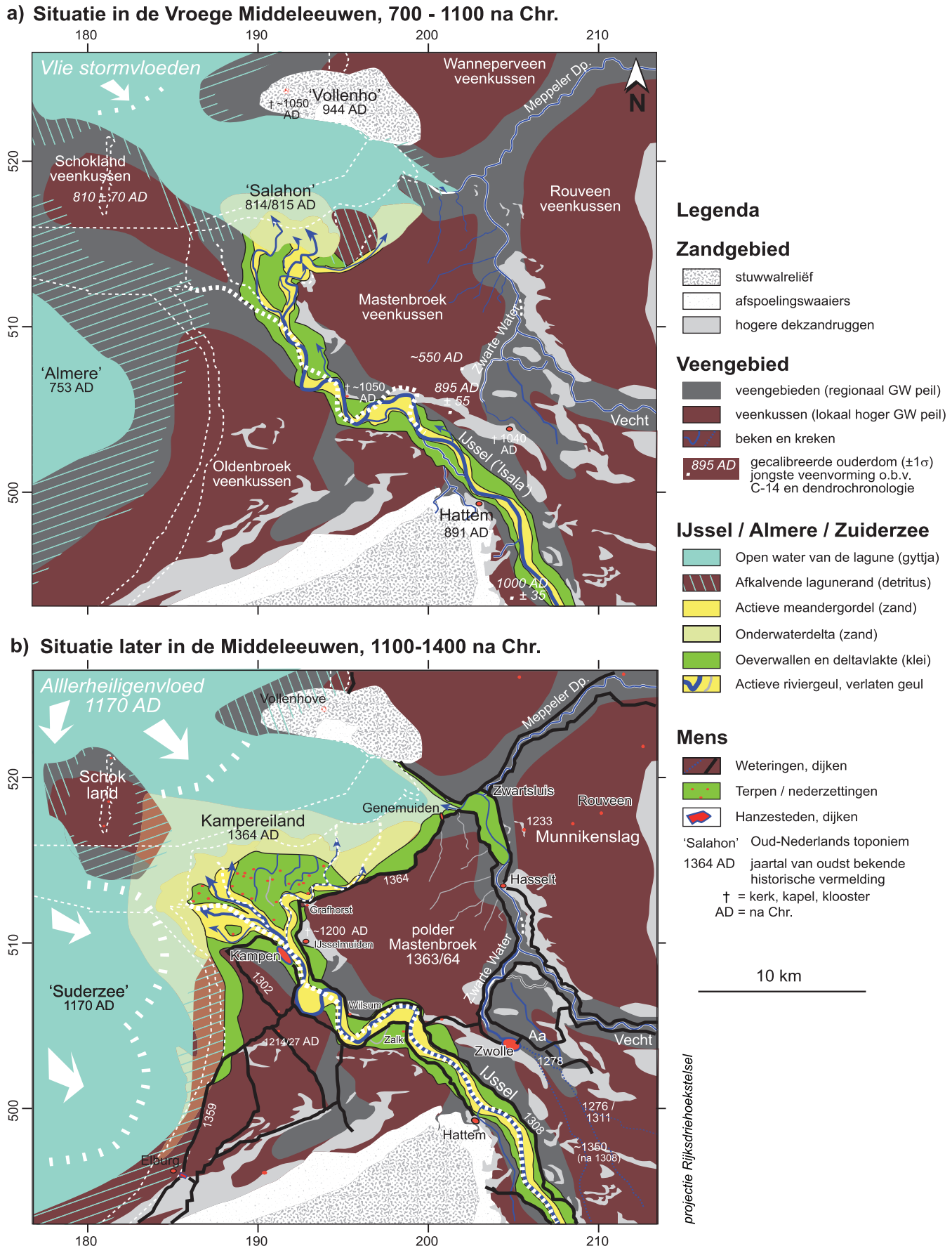
Veenafslag was aanzienlijk vanaf de Romeinse tijd. Dit leidde tot het aaneengroeien van kleinere meren in het mondingsgebied van de Overijsselse Vecht met het IJe en het Flevomeer in het westen uitgroeiend tot het Almere en vervolgens met het Vlie in het noordwesten tot de Zuiderzee (Fig. 33).

IJsseldelta

De IJssel is sinds de Vroege Middeleeuwen in dit gebied aanwezig. Datering van het contact klei-op-veen plaatst het begin van afzetting door de IJssel ten westen van Zwolle rond 900 na Chr. (Makaske e.a., 2008). Datering van het afsterven van eikenbos aan de noordrand van Zwolle (Van der Schrier, 2004; Sass-Klaassen & Hanraets, 2006) duidt op eerdere regionale hydrologische veranderingen rond 350 en 550 na Chr. Vermoedelijk ontstond de IJssel rond 550 na Chr., maar kwam de sedimentatie van klei in de meest noordelijke gebieden met enige eeuwen vertraging op gang (Hs 9).

Het gebied met beddingafzettingen van de IJssel is op te delen in een meest-benedenstrooms deel van de beddinggordel van de IJssel met uitgesproken meanders tussen Zwolle en Kampen (Fig. 27, 30, 33) en de daadwerkelijke IJsseldelta in de voormalige Zuiderzee stroomafwaarts van Kampen (Kampereiland). Buiten de beddinggordels bedekken oeverwalen komafzettingen een pakket veen tot enkele meters dikte. Pal naast de beddinggordels kunnen de IJsselafzettingen meters dik zijn (Kampen) maar op enige afstand van de IJssel neemt de dikte van het dek komklei af tot enkele decimeters (Polders Mastenbroek en Oldenbroek).

De meanders tussen Zwolle en Kampen markeren plaatsen van omwerking van rivierduincomplexen door de IJssel. Ze zijn vermoedelijk ontstaan in de periode 900-1500 na Chr. Deze meanders hebben ook na de eerste bedijkingen (rond 1300 na Chr., Fig. 33) nog gemigreerd. Deze laatste fase van bochtuitbouw (14e-16e eeuw) is te koppelen aan historisch bekende dijkdoorbraken en dijkverleggingen.



Figuur 33 Paleogeografische ontwikkeling van de IJsseldelta en omgeving in de Middeleeuwen.

De IJsseldelta (Fig. 33) heeft een complexe 3D opbouw, met elementen die elders in het gekarteerde gebied niet voorkomen:

- Er zijn enkele meanderende geulen met betrekkelijk slecht ontwikkelde kronkelwaarden (Ganzendiep, Garste) in vermoedelijk het oudste deel van de IJsseldelta.
- Er zijn enkele zandlichamen van rechte geulen (Hs 4), die zich vanuit de hoofdgeul vertakken. In de huidige situatie zijn het Noorddiep en Rechterdiep (Kattenwaard) voorbeelden. De kartering toonde aan dat meerdere verzandde voorlopers van dit type de opbouw van de IJsseldelta mede bepalen.
- Er zijn aanzienlijke zandbanken (meters dik) aan de huidige monding van de geulen (*mouth bars*) en voorlopers daarvan (tot 5 meter dik), doorsneden door de rechte geulen, tussen huidige mondingen en de apex van de delta. Deze onderscheiden zich van de geullichamen door een verfijning van de korrelgrootte met toenemende diepte (tot zavels en lichte klei, rijk aan detritus banden). Ente (1971) benoemt deze pakketten als de Ramspolzanden.
- Lokaal komen kleiige geulopvullingen voor, meestal 2 tot 3 m dik.
- Langs geulen komen kleiige oeverwal pakketten tot 1 m dik voor (Hs 4).
- Langs de Zuiderzeekust komen kleiige wallen tot 1,5 m dik voor, opgeworpen door golfslag tijdens stormen sinds de Middeleeuwen. Ten zuiden van de huidige IJsselmonding zijn deze wallen als een zandige haak ontwikkeld (spit) en als zandig dek op de kaart weergegeven.
- Het uiterste noordoosten van de IJsseldelta (omgeving Ramspol) is rond 1941 middels zandopspuiting aangewonnen, als onderdeel van de Zuiderzeewerken (Fig. 33). Het opgespoten pakket is als zandig dek op de kaart weergegeven.
- In tegenstelling tot aan de monding van de IJssel, ontbreekt een complexe delta aan de monding van de Overijsselse Vecht. Dit is te wijten aan de veel geringere afvoer en sedimentlast van de laatste rivier. De zanden ten noordwesten van Genemuiden zijn als IJsselafzettingen te beschouwen.

Het ontstaan van delta vanaf 550 à 900 na Chr. kan niet los gezien worden van de gelijktijdige ontwikkelingen in de lagune. Het oppervlak aan open water in de lagune nam tussen 2000 en 200 jaar geleden gestaag toe door golfafslag en inbraken vanuit de Waddenzee tijdens stormen. Het veengebied in de driehoek Urk – Schokland – Kampen raakte vermoedelijk pas rond 1100 na Chr. opgebroken door de Zuiderzee, tijdens herhaaldelijke stormen die de verbinding met de Waddenzee steeds verder hadden verbreed (Fig. 33).

Het steeds groter worden van de Zuiderzee had ook invloed op de saliniteit, getij en golfklimaat tijdens stormen, die de vorm en afzettingen van de IJsseldelta mede bepaalden, maar het genoemde wegslaan van de veenbrug tussen Kampen en Schokland, 'pas halverwege' het bestaan van de IJsseldelta, was vermoedelijk van veel groter belang voor de opbouw van de uiteindelijke delta. Dit veranderde een venig komgebied ten noordwesten van Kampen in open water. Dit zou betekenen dat het noordoostelijke deel van de IJsseldelta richting Genemuiden in aanleg ouder is dan het noordwestelijke deel. Tot aan het wegslaan van de veenrug kon de IJssel alleen noordoostwaarts uitbouwen, in een met het Vlie verbonden inham van de lagune, waar ook de Overijsselse Vecht / Zwarte Water op uitmondde. Het wegslaan leidde tot verzwakking van de toenmalige linkeroever van de IJssel tussen Kampen en Grafhorst, en hierdoor kon de IJssel naar het noordwesten uitbreken en beginnen dat deel van haar delta te vormen. Als onderdeel van dit proces onstonden de westelijke geulen van de IJsseldelta, die de uitbouwende deltalobben voedden en doorsneden (Fig. 33b). De oostelijke geulen zoals het Ganzendiep bestonden vermoedelijk al voor 1100.

Bovenstaand beeld is in overeenstemming met de aangetroffen afzettingen, diktes en dieptes binnen de IJsseldelta. Deltalobben vulden het relatief ondiepe door de stormvloed verdronken komgebied van de 13e tot aan de 16e eeuw tot aan de hoogwaterspiegel op. Het boven water komen van delen van de delta door voortgaande sedimentatie, en het daarme voor terpenbouwende kolonisten bewoonbaar worden van het gebied, is historisch

gedocumenteerd (stadsarchieven Kampen en Zwolle; Ente, 1971; Dirx e.a., 1996; Spek e.a., 1996).

De ontwikkeling van het westelijk deel van de IJsseldelta in de eeuwen na de stormvloed van 1170 na Chr, is op meerdere punten vergelijkbaar met de ontwikkeling van de Biesbosch (Zonneveld, 1960; Kleinhans e.a., in druk) in de eerste 250 jaar na de St. Elisabethvloeden van 1421-1424 na Chr.

- In beide gevallen werd deltavorming geïnitieerd door het wegslaan van oeverwalgebied langs een zijde van de rivier (de linkeroever van de IJssel tussen Kampen en Grafhorst resp. de linkeroever van de Merwede bij Werkendam).
- In beide gevallen betrof het het wegslaan van Middeleeuws ontgonnen veengebieden met een dun dek van jonge rivierklei, en had dat de kwetsbaarheid vergroot.
- In beide gevallen vormde zich een delta in ondiep, zoet tot licht brak water met een beperkte getijslag. Beneden de laagwaterspiegel vormden zich zandige mondingsbanken met zich verplaatsende geulen daartussen.
- Op de zandpakketten vormden zich een fijn-clastisch dek van ca. 1 a 2 m dik, in relatief korte tijd als gevolg van de gunstige combinatie van getij en ruime beschikbaarheid van klei en silt aangevoerd door het rivierwater.
- In beide gevallen werd de effectiviteit van het deltauitbouw proces enigszins geremd doordat de venige ondergrond onder het gewicht van de delta er bovenop compacteerde.

Het bovenstaande nuanceert eerdere reconstructies van de uitbouw van de IJsseldelta, teruggaand op Ente (1971). Die veronderstellen de initiële aanwezigheid van een veel groter gebied met open water, met een oppervlak even groot als de uiteindelijke IJsseldelta, waarin de IJssel bij Kampen uitmondde. Effecten van bekende fasen van veenafslag uit de 11e en 12e eeuw worden dan niet expliciet in het deltaontwikkelingsmodel betrokken. De morfologische verschillen tussen het oostelijk (Garste, Ganzendiep) en westelijk deel (Zuiderdiep, Noorderdiep) werden er niet bevredigend door verklaard en er wordt verondersteld dat aan de monding van de IJssel in de Vroeg Middeleeuwse lagune ('Salahon', Fig. 33) geen afzettingen zouden zijn gevormd, danwel dat zij in latere fasen volledig zijn omgewerkt.

9 Het IJsseldal als onderdeel van het Rijnsysteem in de laatste 70.000 jaar

K.M. Cohen

In dit hoofdstuk wordt het IJsseldal als geheel beschouwd en worden de diverse aanwijzingen uit de deelgebieden in verband gebracht met de ontwikkelingsgeschiedenis van het gekarteerde gebied in de laatste 70.000 jr. Hierbij zijn de kruisverbanden tussen de parallelle landschappelijke ontwikkelingen in de verschillende deelgebieden in opeenvolgende fasen uitgewerkt. Overeenkomstige ontwikkelingen worden beschreven en de nieuwe geologische en geomorfologische gegevens worden met inzichten uit historisch en archeologisch ingestoken onderzoek in verband gebracht.

In het hoofdstuk wordt steeds een koppeling gemaakt tussen de aangetroffen opbouw van de ondergrond en ruimtelijk patronen en de verklaring voor het ontstaan en bewaard blijven daarvan. De oorzaken worden gezocht in de invloed van klimaatschommelingen, glacioisostatische bodembewegingen en (pre)historische invloeden van de mens, maar vooral ook in het autonome gedrag van het riviersysteem de Rijn en de lokalere riviersystemen, zoals de ontwikkeling van een afspoelingswaaier over perioden van duizenden jaren, en het uitgroeien van een crevassecomplex tot een volwassen meanderende rivier in enkele eeuwen.

De insteek van het hoofdstuk is vraag-antwoordgewijs. Het doel is vooral duidelijkheid te verschaffen in thans verworpen en vooralsnog overgebleven hypothesen ten aanzien van
(1) de laat pleistocene en holocene ontwikkelingen in het IJsseldal, en
(2) het relatief recente ontstaan van de Gelderse IJssel daarbinnen.

Het hoofdstuk betrekt de resultaten voortkomend uit het onderzoek Zand in Banen, maar ook de recente resultaten uit andere onderzoeksprojecten waaraan de auteurs meewerkten (met name Busschers e.a., 2007, 2008; Erkens, 2009) en resultaten van recent uitgevoerd onderzoek door derden (Kooistra e.a., 2006; Sass-Klaassen & Hanraets, 2006; Makaske e.a., 2008; Willemse, 2008; Fermin & Groothedde, 2008; Haans, 2008; Van Beek, 2009).

Het ontstaan van het IJsseldal

Hoe oud is het IJsseldal en wat is de relatie met de Rijn?
Het IJsseldal in de huidige vorm, dat wil zeggen een corridor tussen de Veluwse en de Sallandse stuwwallen, bestaat sinds het afsmelten van het landijs aan het einde van de voorlaatste ijstijd (150.000 à 140.000 jaar geleden, einde Saalien). In het voorlaatste interglaciaal (130.000-115.000 jaar geleden, Eemien) lag de Rijndelta in het IJsseldal (Fig. 27, 29). Ook in de eerste helft van de laatste ijstijd (Weichselien) bleef het gebied in gebruik als dal van de Rijn, tot na het eerste koude maximum in de laatste ijstijd (Vroeg Pleniglaciaal, 74.000-60.000 jaar geleden). In de tweede helft van de laatste ijstijd, tussen ~60.000 en ~40.000 jaar geleden, verliet de Rijn geleidelijk aan het gebied. Een en ander is met OSLdateringen vastgesteld, en in detail beschreven door Busschers (2008). De riviertak de Gelderse IJssel is veel en veel jonger (zie onder).

In de Liemers en in het Oude IJsseldal bleef de Rijn langer actief. Vanaf ca. 60.000 jaar geleden boog het Rijndal in dit gebied westwaarts af, om tussen Montferland en Veluwezoom richting Betuwe en West-Nederland te gaan stromen. Tussen 40.000 en 25.000 moet het meerendeel van de Rijn afvoer door dit gebied afgevoerd zijn. Daarna verloor ook dit deel van de Rijn stapsgewijs haar afvoer, omdat nog zuidelijker verbindingen tussen de Benedenrijnse Laagvlakte en West-Nederland actief werden.

Het huidige dal van de Rijn door de Gelderse Poort is het jongste dal van de Rijn. Het is in de tweede helft van de laatste ijstijd ontstaan, vermoedelijk tussen 40.000 en 30.000 jaar geleden. Deze ontwikkelingen zijn geillustreerd en samengevat in Hs 5 (Fig. 11, 12).

Wat was de afwatering van het gebied na het verlaten door de Rijn?
Na het ontstaan van de Rond-Montferland Rijn halverwege de laatste ijstijd, bleven in het verlaten IJsseldal in een tamelijk breed en vlak gebied slechts kleinere sneeuwsmeltwaterrivieren (grote beken) over die de afwatering verzorgden. Onder de klimatologische omstandigheden van het Pleniglaciaal zoals neerslag in de vorm van sneeuw, seizoenale dooi en opvries cycli in de bovengrond en een slecht doorlatende, permanent bevroren diepere ondergrond, verwerkten deze systemen veel meer water en sediment dan hun equivalenten in de huidige tijd. Dit gold zowel voor de afwatering van de Veluwe stuwwal, als voor de lokale rivieren die het oostelijke achterland afwaterden zoals de Berkel en de Overijsselsche Vecht.

Langs de voet van de stuwwallen hadden zich al langer waaiers van afgespoeld materiaal opgebouwd, in de eerdere delen van de laatste ijstijd. Met het wegvallen van een grote rivier om dit materiaal door het relatief vlakke dal af te voeren, breidden deze zich in het tweede deel van de IJstijd sterk uit en dit zorgde voor ophoging van het maaiveld in het IJsseldal. Dit was het sterkste het geval in het gebied tussen Brummen en Deventer (Hs 8, 27, 31), waar de waaiers van de Veluwe uit het westen en van de Berkel uit het oosten tot aan de as van het IJsseldal reikten. In het Laat-Glaciaal werd de maaiveldsverhoging nog versterkt door de vorming van dekzandruggen op deze waaiers. Hierdoor ontstond ter hoogte van Zutphen een waterscheiding (topografisch zadel) in het verlaten Rijndal. Opgemerkt dient te worden dat deze waaiers alleen ten noorden van de terrasrand van de Rond-Montferland Rijn breed uit konden opbouwen: materiaal dat van de Veluwezoom en het Montferland werd afgespoeld bleef vrijwel het hele Pleniglaciaal door de Rijn afgevoerd worden, en begonnen zich pas in het Laat-Pleniglaciaal, met het openen van de Gelderse Poort, over de voormalige Rijndalbodem uit te breiden.

Het vaststellen van de richting van de smeltwaterriviertjes die de waaiers ooit voedden is kritiek in het bepalen van de exacte positie van de waterscheiding op verschillende tijdstippen in het verleden. De resultaten van de zanddieptekartering sluiten uit dat de rivier de Oude IJssel gedurende enig tijdstip na het verlaten raken van de IJsseldal-Rijn een naar het noorden verlengde loop had, niet tijdens het functioneren van de 'Rond-Montferland' Rijnloop in het Pleniglaciaal, en ook niet nadat de 'Rond-Montferland' Rijn op zijn beurt verlaten was in het Laat-Glaciaal en Vroeg Holoceen. Afwatering door het Oude IJssel vervolgde zich vanaf Doesburg steeds richting Arnhem (Hs 8, Fig. 27, 31), en dit bleef zo tot het ontstaan van de Gelderse IJssel laat in het Holoceen.

Het Berkeldal takt als zijdal van de voormalige IJsseldalrijn min of meer op de positie van de waterscheiding aan (Fig. 27). Het vervolgen van haar dal is dan ook kritiek bij het vaststellen van de exacte positie van de waterscheiding in de loop der tijd. Omdat waaiers zich lobvorming opbouwen en de rivierlopen over de waaiers zich daarbij van tijd tot tijd verleggen, was die positie niet voor de hele periode tussen het verlaten van de Rijn en de terugkeer van de IJssel dezelfde. De Berkel stroomde na het wegvallen de Rijn nog 10.000 à 20.000 jaar naar het noorden. Rond 20.000 jaar geleden raakte deze loop verlaten toen een zuidelijker lob van de Berkelwaaier zich ontwikkelde (Hs 8). Met deze omslag werd de

Berkel weer een zijrivier van de Rijn en kwam de waterscheiding tussen het Sallandse en het Liemerse deel van het IJsseldal definitief tussen Zutphen en Deventer te liggen.

In het noordelijke deel van het IJsseldal bleef ook een afwateringssysteem actief ('oer-Hunnepe'), gevoed vanaf de Oost-Veluwe en de Sallandse stuwwal door beken zoals de Dortherbeek ('Hunnepe'). Dit beekdal had ook ten noorden haar eigen vervolg in de ondergrond van de IJsseldelta en de Ijsselmeerpolder, door dekzandruggen gescheiden van het dal van de Overijsselse Vecht verder naar het noordoosten (Hs 8, Fig. 27).

Hoe hard zijn de aanwijzingen voor de waterscheiding op de genoemde locatie?
In het verleden is door sommige auteurs aangenomen dat er ter plekke van de huidige IJssel tussen Doesburg en Deventer al eerder in het Laat Glaciaal en Holoceen een noordwaarts afwaterend lokaal riviersysteem actief zou zijn geweest. Uit het onderzoek Zand in Banen zijn meerdere argumenten naar voren gekomen, die dit uitsluiten. De positionering van de waterscheiding wordt bovendien verder ondersteund door een verklarend model dat volledig in overeenstemming is met synchrone ontwikkelingen elders langs de Rijn in het Rivierengebied en West Nederland, en langs lokale rivieren zoals de Overijsselse Vecht (dit hoofdstuk). Hieronder volgt een opsomming van de directe argumenten tegen het hebben bestaan van een eerder rivierdal en voor de waterscheiding op de locatie in Figuur 31.

- Het voorkomen van vermeende rivierduinen uit het Laat-Glaciaal blijkt langs het kritieke deel van de IJssel bij Zutphen aan de activiteit van waaierlobben en waaiergeulen gerelateerd in plaats van aan een rivierdal (Hs 8). Het zijn overgangsvormen tussen dekzandruggen en rivierduinen, en geen rivierduinen in strikte zin (Hs 5, 8).
- Het voorkomen van vlechtende geulpatronen op enige afstand van de meanderende beddinggordel van de IJssel blijkt onderdeel te zijn van een jong crevassecomplex en tijdens het ontstaan van de IJssel te zijn gevormd. Op basis van morfologie alleen is wel vermoed dat het Laat-glaciale vormen zouden zijn, maar de pakketten crevassezand bedekken venige opvullingen van beekdalen uit het Vroeg, Midden en Laat Holoceen, zodat die ouderdom uitgesloten kan worden (Hs 8).

- Een beschouwing van het verhang van het afwateringssysteem zoals dat tot het ontstaan van de Gelderse IJssel tussen Doesburg en Zutphen bestond is mogelijk op basis van de absolute hoogte van holocene beeksedimenten in de her en der aangetroffen geulen. Dit wijst steeds op een afwatering naar het zuiden (Hs 8).
- Het dal van de Oude IJssel is in het Pleistocene oppervlak tussen Doesburg en Arnhem als een uitgesproken laagte te vervolgen. Ook de verbreiding van het Laagpakket van Wijchen in de Liemers en het Oude IJsseldal, en het uitdunnen daarvan naar het noorden zijn in overeenstemming met het bestaan van een waterscheiding tussen Zutphen en Deventer in het Laat Glaciaal (Hs 8).
- De hypothetische verhanglijn van een hypothetisch beekdal tussen Olburgen en de Dortherbeek zou zo diep onder het zandniveau van de initiële en latere IJssel liggen, dat zij indien aanwezig, bij de Zand in Banen-kartering onder de crevasse-afzettingen van de IJssel opgespoord zou moeten zijn.

- Het genoemde crevassecomplex bevat op de kritieke locatie (ten westen van Voorst, cv 207-465) aan haar basis op 2 à 3 m -mv veel lokaal omgewerkte brokjes ijzeroer voor (Fig. 31a). De diepte waarop brokjes ijzeroer in de IJsselafzettingen aangetroffen worden, is enige decimeters onder voorkomens in oorspronkelijke positie (bijv. ten oosten van Voorst). Dit geeft aan dat het maaiveld van voor het ontstaan van Gelderse IJssel, in de beekdalen tussen de dekzandruggen enkele meters onder de huidige overstromingsvlakte lag, en dat erosie door crevassegeulen tijdens het ontstaan van de IJssel beneden dit niveau zeer beperkt is gebleven.
- De ijzeroer geeft informatie over de voormalige kwelstromen van de Veluwe naar het IJsseldal en de concentraties pingo-ruïnes (een kleinschalig permafrost-dooi fenomeen) op de voet van de afspoelingswaaiers (Fig. 31a) duiden er op dat zo'n

kwelsituatie reeds in het Laat Glaciaal bestond. Op grond van deze paleohydrologische aanwijzingen kan ook een waterscheiding / topografische zadelvlak in dit gebied verondersteld worden.
- Uit de samenstelling van de crevassezanden (veel omgewerkt dekzand) is duidelijk dat het maaiveld buiten de beekdalen veel dichter onder de huidige overstromingsvlakte lag, zoniet daar enkele decimeters boven. Het oorspronkelijke oppervlak is daar door het crevassecomplex sterker omgewerkt dan in de lagere delen, maar ook buiten de beekdalen wordt direct onder het crevassecomplex nog dekzand in oorspronkelijke positie aangetroffen.

- In en rondom de zone met de crevassezanden van de IJssel is ten behoeve van de zanddieptekartering het pakket 'lokaal omgewerkte en gekryoturbeerde zanden' aan de top van afzettingen van de verlaten IJsseldalrijn uitgekarteerd (Fig. 27). Uit het van boring tot boring traceren van dit pakket, blijken deze zanden het benedenstroomse vervolg te zijn van de afspoelingswaaiers aan de randen van het dal. Er treedt binnen het pakket vergroving op in de richting van de sedimentbron, dwars op de richting van het IJsseldal.
- Het pakket 'lokaal omgewerkte en gekryoturbeerde zanden' zet zich vanuit de regio Voorst-Zutphen-Brummen ook noordwaarts voort, zich logischerwijs aanzienlijk verfijnend en met ingeschakelde lagen verspoelde löss (legenda eenheid 42; Fig. 28), over grotere breedte dan in de beekdalen alleen.
- In zuidelijke richting gaat het pakket 'lokaal omgewerkte en gekryoturbeerde zanden' over zeer korte afstand over in afzettingen van typische Rijnsignatuur. In dat gebied ontbreken breed verbreide verspoelde lösspakketten. Wel wordt hier een dun kleidek aangetroffen aan de top van de Rijnafzettingen (Laag van Wijchen), in een vergelijkbare stratigrafische positie, maar deze laag is een overstromingsafzetting van afwijkend aanvoergebied, en zet zich niet voort in beekdalen naar het noorden en sluit niet aan op de verspoelde löss pakketten ten noorden van de veronderstelde waterscheiding (Fig. 27).

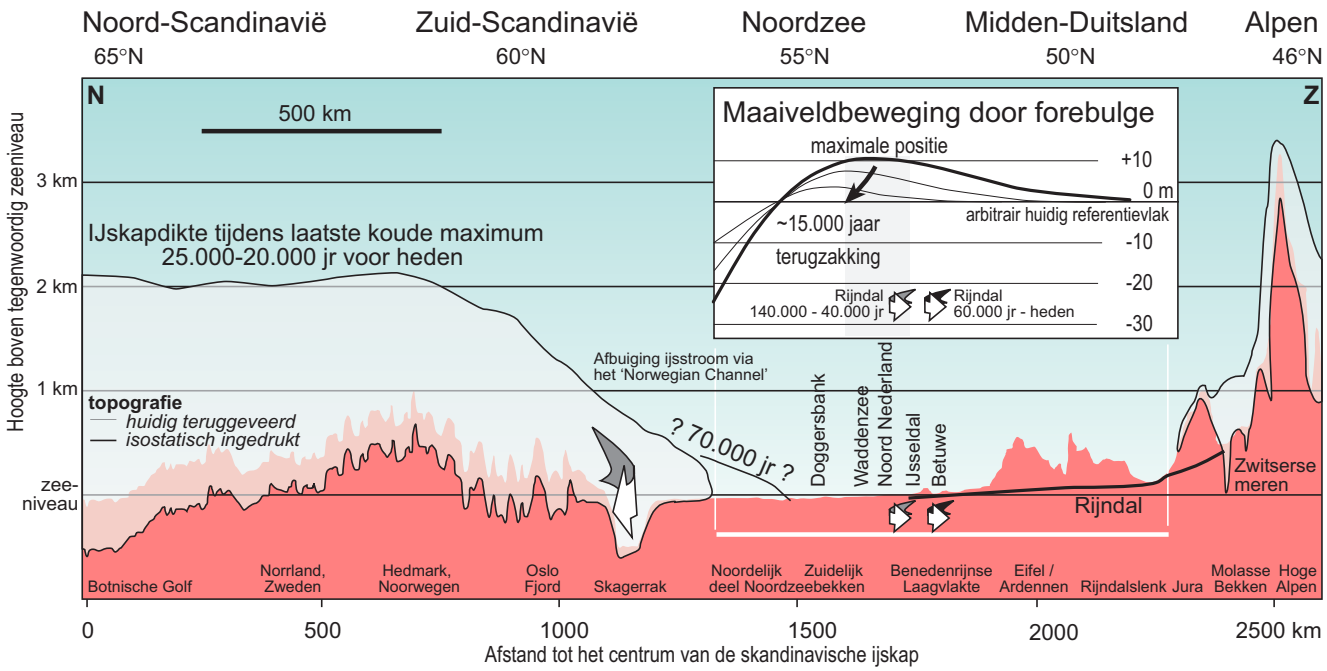
- Beschouwing van de architectuur van crevasseafzettingen langs de Gelderse IJssel, in het bijzonder het ontbreken daarvan tussen Arnhem en Doesburg (Hs 8) duidt er op dat de waterscheiding zich ten noorden van Doesburg bevonden moet hebben.
- De positie van de zandverhanglijn van de IJssel ten opzichte van het pleistocene oppervlak tussen de dekzandruggen en windduinen (Fig. 27) duidt er op dat de waterscheiding zich ten zuiden van Deventer moet hebben bevonden.
- De versteiling van de verhanglijn tussen Zutphen en Deventer en de beddingverlaging tijdens de uitbouw van de meander van Gorssel (Hs 8) indiceren dat dit de positie langs het IJsseldal is die het diepst vereffend is en dat dit dus de positie van de waterscheiding was.
- De hoogte tot waar doorbraakwaaiers zich hebben opgebouwd in het waterscheidingsgebied (Fig. 31) en door de rivierduinrug van Doetinchem tot Doesburg (Cohen & Lodder, 2007; Makaske e.a., 2008) is vrijwel identiek en indiceert dat het vermeende waterscheidingsgebied een flessenhals gebied was, in overeenstemming met de positie van de waterscheiding.
- Verdere argumenten die ervoor pleiten de Berkel als zijrivier van de Rijn te beschouwen, en de hoofdwaterscheiding door het IJsseldal noordelijk van Zutphen te plaatsen, komen voort uit de verspreiding van Rijnafzettingen uit het Laat Holoceen, van kort voor en tijdens het ontstaan van de Gelderse IJssel, die onder andere aangetroffen lijken te zijn onder middeleeuwse niveaus in gracht- en beekdalvullingen in en rondom Zutphen (Fermin & Groothedde, 2005; 2006; 2008; Groothedde, pers. com.).

De vaststelling van de ligging van de waterscheiding in het Laat Pleniglaciaal, het Laat Glaciaal en het Vroeg Holoceen is dan ook robuust en onderling zeer consistent. Er is nog wel een subtiel voorbehoud te maken ten aanzien van de exacte positie van de waterscheiding tussen het Achterhoekse en het Sallandse deel van het IJsseldal in het Midden Holoceen, in verband met de mogelijke vorming van veenkussens in het gebied tussen Brummen, Zutphen en Deventer, eventueel gelijktijdig met afvoervermindering in de Berkel ten gevolge van veenontwikkeling bij Borculo (Hs 8). Naar de mening van de auteur bleef de afwatering van de Berkel ook in deze fase naar het zuiden, en bleef de waterscheiding tussen Zutphen en Deventer in stand, maar een uitgewerkte veenkussenreconstructie voor dit tijdvak ontbreekt vooralsnog.

Waarom heeft de Rijn halverwege de ijstijd het IJsseldal verlaten?
Dit is een open vraag, waar een begin van de beantwoording is gemaakt door Busschers e.a., (2007). Zij bediscussiëren het relatieve belang van klimaatveranderingen (veranderingen in afvoerkarakteristiek, transportcapaciteit en aanvoer van fijn sediment), regionale bodembewegingen (opheffing en daling als gevolg van glacio-isostatische aanpassingen) en lokale bewegingen (verzet langs tectonische breuken), alsmede regionale overgeërfde omstandigheden, zoals de aanwezigheid van stuwwallen en westwaarts georiënteerde dalen van ijsrandrivieren langs het Rijndal direct stroomopwaarts van het IJsseldal. Het is belangrijk te realiseren dat al deze factoren tegelijkertijd op het riviersysteem van de Rijn en kleinere afwateringssystemen van invloed zijn en dat veranderingen in de ligging van het Rijndal vooral uit het samenspel van de factoren is voortgevloeid.

Het verlaten raken van het IJsseldal wordt beschouwd als een geleidelijk proces dat plaatsvond *in* het midden van de laatste ijstijd, tussen 60.000 en 40.000 jaar geleden, dat wil zeggen tussen de twee bekende koudemaxima van de laatste ijstijd (rond 70.000 respectievelijk 25.000 jaar; Fig. 12). Dit volgt uit de clusters OSL dateringen van laatste Rijnactiviteit in het IJsseldal en eerste teruggekeerde Rijnactiviteit in West-Nederland, die tenminste 20.000 jaar overlap laten zien (Busschers e.a., 2007; Busschers, 2008) en uit beschouwing van de relatieve breedte, volgorde van activeren en deactiveren en positie van de drie Oost-West georiënteerde Rijnlopen (Hs 5, Fig. 11) die eerst een deel en uiteindelijk de totale afvoer overnamen van de IJsseldal-Rijn. Dit alles gebeurde in vlechtende 'ijstijd'-toestand (Fig. 12).

Het westwaarts verleggen van de Rijn was het gevolg van toegenomen beddingsedimentatie in het Rijndal in het Nederlands-Duitse splitsingsgebied. De omstandigheden die tot maximale aggradatie leidden waren perioden waarbij permafrostdegradatie in het achterland samenviel met lokaal versterkte bodemdaling in Nederland ten gevolge van glacio-isostasie *('forebulge collapse')*. Bij de grootte van de Scandinavische ijskap zoals die in de laatste ijstijd tweemaal optrad, zijn de netto verschillen in opheffing tussen het noorden van het IJsseldal en het Rivierengebied in de orde van enkele meters en vereffenen deze verschillen zich over een periode van ca. 15.000 jaar (Fig. 34). Voor de Rijn is reactie op het instorten van de forebulge in de vorm van snelle aggradatie aangetoond in afzettingen in het rivierengebied en West-Nederland uit de periode volgend op het laatste koude maximum binnen de jongste ijstijd. De tijdsduur van vereffening van de opheffingsverschillen is vastgesteld op basis van zeespiegelonderzoek op verschillende lokaties langs de kust.



Figuur 34 IJskappen en glacio-isostatische bodembewegingen in verhouding tot de Rijn.

Het mechanisme dat onder gecombineerde klimaat- en glacio-isostatische aanpassingsomstandigheden na het tweede maximum tot aggradatie in Nederland leidde, was vermoedelijk ook van toepassing na het eerste maximum (Busschers e.a., 2007). Het begin van verlaten van het IJsseldal valt direct samen met het eerder genoemde eerste koude maximum in de jongste ijstijd. Het verlaten raken van het IJsseldal kan verklaard worden als respons op glacio-isostasie, als rond 60.000 jaar in het Nederlands-Duitse splitsingsgebied aggradatie in de vlechtende Rijn optrad en een deel van de Rijnafvoer naar het westen ontsnapte en niet langer de volledig door de IJsselrijn werd afgevoerd. Deze hypothese kan alleen door meer onderzoek in het Gelderse Poortgebied en langs de Rond-Montferland Rijn verder worden getoetst (Cohen, 2003), bijvoorbeeld door met OSL-datering van de Rijnafzettingen op diverse dieptes in de verschillende terrasvlakken het bestaan (en preserveren) van de veronderstelde aggradatiefase rond 60.000 jaar te testen. Het toetsen van de grootte van de vermoedde glacio-isostatische bewegingen vergt bovendien verbeterd inzicht in de omvang van het Scandinavisch landijs tijdens het eerste koude maximum in de jongste ijstijd, onder andere in de noordelijke Noordzee (Doggerbank ouderdom; Fig. 34).

Waarom heeft de Rijn eigenlijk ook de Rond-Montferland-loop verlaten?
Bij de beantwoording van deze vraag dient allereerst opgemerkt te worden dat het verlaten raken van het IJsseldal hierboven expliciet niet is gekoppeld of wordt toegeschreven *aan glacio-isostatische opheffing,* noch tijdens het eerste, noch tijdens het tweede koude maximum. Eventuele relatieve opheffing van gebieden in het noorden tijdens het eerste maximum ging in het IJsseldal vermoedelijk juist gepaard met insnijding (IJsseldal Rijneenheid 4 in Fig. 29), naar analogie met de reactie van de Rijn tijdens het tweede koude maximum in West-Nederland (Busschers e.a., 2007; Busschers, 2008). Ten tijde van het laatste koude maximum, heeft glacio-isostasie in het verlaten dal van de IJsseldal-Rijn mogelijk de voorkeursrichting van de opbouwende lobben van afspoelingswaaiers beïnvloedt, bijvoorbeeld de omslag in de Berkelwaaier van noordwaarts naar zuidwaarts – maar een Rijnloop was in dat gebied toen niet meer actief.

Het is denkbaar dat verschillen in relatieve opheffing tussen het verlaten dal van de IJsseldal-Rijn, de actieve Rond-Montferland Rijn en gebieden verder naar het zuiden, het verliezen van afvoer aan de Gelderse Poort en de Niersdal-Rijn bevorderd heeft (Cohen e.a., 2002), omdat het de Rijn tot zijwaartse verplaatsing dwong (Cohen, 2003). Dat responsmechanisme wordt verondersteld de waargenomen zuidwaartse verplaatsing van het Rijndal in West-Nederland in de periode 35.000-18.000 jaar te verklaren (Busschers e.a., 2007). Ook in het 'Rond Montferland' gebied moet dan verondersteld worden dat de naar het noorden toenemende opheffing tot zijdelingse, zuidwaartse verplaatsing van de hoofdgeulen in het vlechtende systeem leidde. In dat geval kan het het ontstaan van de subtiel ontwikkelde terrasrand bij Steenderen (vermoedde ouderdom ca. 25.000 jr) en het gepreserveerd raken van het dekzandreliëf er bovenop verklaren. De belangrijkste scheidende terrasrand tussen IJsseldal- en Rond-Montferland Rijn dateert echter van voor deze opheffingsperiode en is niet ten tijde van forebulge-opheffing ontstaan. Hooguit is het tot nog toe gepreserveerd blijven van deze onder lokale waaiers begraven terrasrand aan de forebulge uit het tweede koude maximum toe te schrijven (Fig. 27). In het Laat-Glaciaal lag de verlaten dalbodem van de ingang van het IJsseldal, met haar dek van waaierafzettingen, enige meters boven de overstromingsvlakte van de Rijn in het zuiden (Fig. 27), in overeenstemming met de uit de kartering afgeleide afwateringspatroon (Hs 8, Fig. 31).

Zijdelingse verplaatsing van een rivierdal dat het meest opgeheven gebied schampt, is nadrukkelijk een ander mechanisme dan het soms geopperde effect van 'blokkade dwars over het dal', dat in een rivier die naar een tijdelijk opheffingsgebied toestroomt zou optreden. Dit laatste mechanisme gaat niet op voor een gebied met zandige, makkelijk te versnijden sedimenten zoals in de ondergrond van Nederland. Tijdens geleidelijk aanzwellende glacioisostatische opheffing, moet van grotere en kleinere rivieren in en rondom het Noordzeebekken die noordwaarts afwateren geen 180° omkering verwacht worden, maar een versmalling van het actieve dal en toegenomen insnijding, resulterend in de vorming van terrassen en ruimte latend voor de vorming en preservatie van dekzanden. Dit is geheel in overeenstemming met de waarnemingen (bijv. Van Huissteden & Ran, 1993).

Het mechanisme van waaierontwikkeling in afwezigheid van de Rijn, en het insnijden en zuidwaarts verschuiven van de vlechtende Rijn werden hierboven gescheiden gepresenteerd. Het ontstaan van de waterscheiding dwars op het IJsseldal tussen Zutphen en Deventer is het gecombineerde resultaat van deze mechansimen, die in de riviersystemen in Nederland worden opgewekt onder de gecombineerde invloed van klimaat en glacio-isostasie. De gecombineerde effecten van klimaatschommelingen en glacio-isostatische bodembeweging werkten zowel uit op het grote Rijndal in het Rivierengebied als op de kleinere lokale riviersystemen van het IJsseldal. Ontwikkelingen als het verlaten raken van het IJsseldal en het gaan insnijden en weer gaan aggradaren van het Rijndal kunnen met alleen klimaat of alleen glacio-isostasie niet bevredigend verklaard worden.

Het ontstaan van de Gelderse IJssel

Hoe oud is de Gelderse IJssel?

Het ontstaan van de Gelderse IJssel is op grond van historische bronnen tot op een paar eeuwen nauwkeurig te plaatsen in de Vroege Middeleeuwen, kort na het einde van de Romeinse tijd (~300 na Chr.) en kort voor de stichting van de eerste kerken in de oudste IJsselsteden Zutphen en Deventer rond 800 n. Chr. Tussen 794 en 797 n. Chr. bouwde de monnik Ludger, later de eerste bisschop van Münster, zijn St. Salvator kerk nabij Wichmond, aan de oostzijde van de IJssel, tegenover Brummen. De schenkingsakte van het stuk grond aan de achterhoekse kant van de IJssel door graaf Wrachari is de eerste expliciete vermelding van de rivier de IJssel ('Hisla'). Deze was tussen Brummen en Wichmond met enige moeite en gevaar over te steken. Zutphen was enige eeuwen voor de kerstening al een saksische versterking. Deventer was een snel opkomende frankische handelsplaats met een haven langs de IJssel waar onder andere tufsteen uit de Eifel werd verhandeld. Zutphen en Deventer werder door de Vikingen geplunderd in de tweede helft van de 9e eeuw, vermoedelijk zowel

in 866 als in 882 n. Chr (o.a. Fermin & Groothedde, 2008). Uit romeinse geschiedschrijving is op te maken dat rond het jaar 12 v. Chr., ten tijde van de veldtochten van generaal Drusus, er nog geen natuurlijke transportroute tussen Rijndelta in Midden Nederland en het Vlie in de westelijke Waddenzee bestond. Om militaire redenen zijn toen waterhuishoudkundige ingrepen gepleegd (strekdammen nabij splitsingspunten van de Rijn; gegraven verbindingen tussen natuurlijke waterlopen).

Het ontstaan van de Gelderse IJssel is middels ^{14}C dateringen en ook aan de hand van palynologische gegevens (stuifmeelonderzoek) onderzocht. Bij de laatst genoemde methode is met name de introductie van akkergewassen en akkeronkruiden indicatief voor tijdsperioden (rogge vanaf de Romeinse Tijd, toenemend in de Vroege Middeleeuwen; korenbloem vanaf de Hoge Middeleeuwen). Het begin van kleisedimentatie langs de IJssel is zowel vastgesteld in het bovenstroomse deel (omgeving Velp, Lathum; door Teunissen, 1988; 1990) als ver benedenstrooms (omgeving Zwolle; door Makaske e.a., 2008).

Benedenstrooms bij Zwolle blijkt veenvorming tot ca. 900 na Chr. door te zijn gegaan, en kwam blijkens ^{14}C-dateringen de kleisedimentatie pas daarna op gang (Makaske e.a., 2008). Merk op dat de afstand tussen de tot nu toe bemonsterde locaties en IJsselhoofdgeul ruimte laat voor eerdere kleisedimentatie over beperkte rijkwijdte langs de rivier, zeker ook omdat de oorspronkelijke maaiveldhoogte van de veencomplexen langs de vroeg-middeleeuwse IJssel onbepaald is en het effect van een in omvang groeiende IJsselgeul hierop onduidelijk. Op basis van de positie dwars op de IJsselgeul en afstand van het doorbraakpunt van de monsterlocaties, zou aan genoemde ^{14}C-dateringen, in termen volgens Berendsen en Stouthamer (2001) en met betrekking tot de Gelderse IJssel over haar volle lengte, beter de waardering 'begin bloeifase' dan 'begin eerste sedimentatie' kunnen worden opgehangen, en ook het mede in beschouwing nemen van historische bronnen wijst daarop.

De historische bronnen maken duidelijk dat de uitslagen bij Zwolle niet direct het ontstaansmoment van de Gelderse IJssel dateren, maar dat een fase van 'ontstaan van de IJssel' moet worden onderscheiden, voorafgaand aan het opbloeien van kleisedimentatie in het benedenstroomse deel wat het begin van een doorontwikkelde 'volwassen' fase van de IJssel aanduidt. Ook de kartering van 'Zand in Banen' toont, met name tussen Doesburg en Deventer, dat IJsselafzettingen uit twee fasen bewaard zijn gebleven: het brede crevasse complex ('ontstaan') respectievelijk de ontwikkelde meandergordel ('volwassen') - (Hs 8; Fig. 31).

Bovenstrooms in de Liemers en langs de Veluwezoom blijkt al sedimentatie van Rijnklei te zijn opgetreden, ruim voor dat de geul van de Gelderse IJssel als riviertak ontstond en ruim voor de Romeinse tijd, te koppelen zijn aan overstromingen vanuit takken als de Nederrijn en het stroomopwaarts uitbreiden van de Rijndelta, niet alleen in haar hoofdal door de Gelderse Poort, maar ook in de dalen van op haar uitmondende rivieren zoals de Oude IJssel (Fig. 27). 'Begin-van-sedimentatie' dateringen bij Zwolle of elders ten noorden van de eerder besproken waterscheiding, zijn van geen enkele zeggingskracht voor het begin van kleisedimentatie langs de Veluwezoom. Met het ontstaan van de Gelderse IJssel als riviertak nam de hoeveelheid kleisedimentatie wel toe: het venige komgebied veranderderde in een veel kleiiger komgebied. De datering van deze omslag zou wel in verband te brengen moeten zijn met dateringen van de IJssel op grotere afstand stroomafwaarts.

Makaske e.a. (2008) plaatsen het ontstaan van de Gelderse IJssel rond 600 n. Chr. en beschouwen daarbij nieuwe dateringen bij Zwolle en die van Teunissen (1990) bij Velp en Lathum. Berendsen & Stouthamer (2001) suggereren rond 300 n. Chr. op basis van de serie dateringen van Teunissen (1990). Boomringen van stammen verzameld bij Zwolle-Stadshagen, registreren het afsterven van een eikenbos rond 550 n. Chr. (Sass-Klaassen & Hanraets, 2006) en een eerdere gedeeltelijk afsterven rond 350 n. Chr (datering op basis van boomringreeksen). De omslag in hydrologische omstandigheden is mogelijk te correleren aan de eerste overstromingen van de Rijn door het IJsseldal en het begin van ontstaan van de

Gelderse IJssel (Van der Schriek, 2004; Cohen & Lodder, 2007). Dit is er niet het begin van sedimentatie van IJsselklei (Kooistra e.a., 2006), in overeenstemming met de dateringen van Makaske e.a. (2008).

Aanvullende dateringen van IJsselklei-op-veen op locaties dichter bij het doorbraakpunt en op kortere afstand van de rivier, kunnen in de toekomst de ouderdomsschatting verder verfijnen. De zanddieptekartering is gebruikt om dergelijke locaties op te sporen en een uitgebreide set aan te dateren materiaal te verzamelen, ondersteund met palynologisch vooronderzoek. Dit is gebeurd in het gebied tussen Doesburg en Deventer, en tussen Deventer en Zwolle. Er is gericht gezocht naar opgevulde geulvormige laagtes zoals die onder het doorbraakcomplex, flankerend crevassecomplex en oeverwallen lokaal voorkomen, en waarin in sommige gevallen een niet-erosief IJsselklei-op-veen contact kan worden gevonden. Palynologisch vooronderzoek (Hoek e.a., 2007) op deze serie monsters heeft het bestaan van venig opgevulde kleine beekdalen aangetoond uit zowel het Laat Holoceen (Subatlanticum) als het Vroeg Holoceen (Preboreaal-Boreaal, steeds erosief bedekt). Nadere uitwerking van deze gegevens is in voorbereiding (W.Z. Hoek, B. van Geel, K.M. Cohen, C. Romkes; in voorb.).

De auteur heeft voorlopig een voorkeur voor de dendrochronologische datering van 550 n. Chr. (Sass-Klaassen & Hanraets, 2006) van de hydrologische omslag bij Zwolle, als moment van het begin van de vorming van het crevassecomplex bij Zutphen (Cohen & Lodder, 2007), in aansluiting op de palynologische gegevens en ^{14}C dateringen van Teunissen (1990), de beschouwingen van Makaske e.a. (2008), en de waterscheidingpositie zoals vastgesteld in het onderzoek Zand in Banen.

Hoe lang was het crevassecomplex actief, wanneer werd de IJssel een meanderende rivier?
Benedenstrooms van de doorbraaklocatie hebben de huidige meanderende beddinggordel en haar oeverwallen zich uit een crevassecomplex ontwikkeld, en zijn er parallelen met andere avulsies in het Rijndal. Bovenstrooms en op de doorbraaklocatie hebben de beddinggordel en de oeverwallen zich echter op een andere wijze ontwikkeld.

De genoemde ^{14}C dateringen bij Zwolle geven infeite aan dat rond 900 a 1000 n. Chr de initiele fase van vorming van de IJssel voltooid was, en dat tot voorbij Zwolle een meanderend systeem was ontstaan (Fig. 33). Dit betekent dat de ontwikkeling van het crevasse-complex tot een meandergordel zo'n 300 à 400 jaar in beslag nam. In enkele eeuwen moet de zich ontwikkelende meandergordel de waterscheiding steeds dieper hebben doorsneden en door laterale migratie goeddeels hebben vereffend. Dientengevolge werd klei geleidelijk steeds effectiever en in grotere hoeveelheden noordwaarts doorgevoerd. Omdat 'meer water trekken' ook 'meer klei afzetten' betekent, biedt een gekoppeld mechanisme van meandergordelvorming en afvoertoename een fysische verklaring voor het enkele eeuwen verlate begin van kleisedimentatie bij Zwolle.

Het doorontwikkelen van breed doorbraakgebied tot relatief smalle meandergordel was vermoedelijk niet alleen door autonome ontwikkelingen in het doorbraakgebied zelf gestuurd. Het is goed mogelijk dat de beginnende vroeg-middeleeuwse IJssel een kleiner deel van de Rijnafvoer verwerkte dan de latere hoog en laat-middeleeuwse IJssel, omdat dit ook door ontwikkelingen op de splitsingspunten tussen Nederrijn en Waal en Nederrijn en IJssel beïnvloed kan zijn (bijv. Kleinhans e.a., 2008). Ook is het denkbaar dat de ontwikkeling van een diepe meanderende geul een bovenstrooms doorwerkende invloed op de verdeling op het splitsingspunt bij Arnhem had.

Uit historische bronnen kan opgemaakt worden dat de IJssel van de 11e tot de 15e eeuw een actief meanderende rivier was. Delen van de oude stadskernen van Zutphen en Doesburg werden ondergraven (Fermin & Groothedde, 2008; Haans, 2008) en de St. Salvatorkerk van Wichmond volledig opgeruimd. Het is waarschijnlijk dat het aandeel van de Rijnafvoer door de Gelderse IJssel in deze periode ten opzichte van de Vroege Middeleeuwen wat

toegenomen was. Dit zou kunnen verklaren waarom aanvankelijk veilig geachte vestigingsplaatsen enkele eeuwen later actief tegen de IJssel verdedigd moesten worden (Fig.31).

Naar verwachting zal in de komende jaren geomorfologisch en archeologisch onderzoek op verschillende locaties langs de IJssel, bijvoorbeeld naar aanleiding van het toepassen van rivierverruimende maatregelen (bijv. Volleberg & Stouthamer, 2008ab) maar ook voor andere ruimtelijke ontwikkelingen (bijv. Miedema, 2009), op korte en op grotere afstand van de IJssel, nieuwe dateringsgegevens en details over de fasering van crevassecomplex en meandergordel opleveren. De vraag wanneer de IJssel een echte meandere rivier was geworden is voor landschap- en overstromingsreconstructie minstens even interessant als de vraag wanneer de IJssel begon door te breken.

Is er een relatie met de Drususgracht?
Het in de 17e eeuw door historici geadopteerde idee dat de Gelderse IJssel als een door de Romeinse veldheer Drusus voor zijn troepen gegraven kanaal, rond het begin van de jaartelling zou zijn aangelegd, strookt niet met de geologisch gekarteerde afzettingen (breeduitwaaierende doorbraakcomplexen) en de dateringen van begin van kleisedimentatie ten noorden van Deventer. Er is dus geen directe relatie (zie ook Makaske e.a., 2008). De Gelderse IJssel moet als een op natuurlijke wijze ontstaan fenomeen worden beschouwd.

Een *indirecte* relatie tussen de werken van Drusus en de Gelderse IJssel is overigens wel denkbaar (contra Makaske e.a., 2008). Het is best mogelijk dat Drusus zijn 'fosse' (gracht, kanaal) langs een tracé in het IJsseldal groef, bijvoorbeeld door het waterscheidinggebied bij Zutphen, als dwarsverbinding tussen noordwaarts en Rijnwaarts afwaterende beken. Maar getraceerd is zo'n verbinding tot nog toe niet. Als de Drususgracht al in het IJsseldal lag, dan bleef de traverse over de waterscheiding zonder onderhoud niet langdurig een brede open verbinding (als de gracht ter plaatse van de waterscheiding bij aanleg al breed zou zijn). Als de gracht er in verwaarloosde toestand in de Vroege Middeleeuwen nog lag, dan is de verwachting dat sporen daarvan bij het voltrekken van de waterscheidingsdoorbraak op natuurlijke wijze voor het overgrote deel zijn opgeruimd (Fig. 31).

Wat was dan wel de oorzaak van het ontstaan van de IJssel?
Het is belangrijk het beantwoorden van deze vraag te splitsen in (1) opeenvolgende geologische ontwikkelingen die het ontstaan faciliteerden en (2) gebeurtenissen die het ontstaan op een gegeven moment direct veroorzaakten en de IJssel lieten uitgroeien tot de rivier die begin 14e eeuw bedijkt werd. Met het verschijnen van Cohen & Lodder (2007), Makaske e.a. (2008) en deze zanddiepteatlas, bestaan er uitgewerkte ideeën over het proces van ontstaan van de IJssel. Ten aanzien van (2) zijn er op details verschillen tussen het mechanisme van ontstaan volgens Cohen & Lodder (2007) en Makaske e.a. (2008), die voortvloeien uit een ander inzicht in de positie van de waterscheiding tussen de Rijndelta en het Sallands-Noord Veluwse deel van het IJsseldal.

Faciliterende ontwikkelingen, meehelpend aan het ontstaan
Er kunnen drie afzonderlijke ontwikkelingen worden onderscheiden, die het ontstaan van de IJssel gefaciliteerd hebben.

1) Een eerste omstandigheid die het ontstaan van de IJssel faciliteerde is de aanwezigheid van overgeërfd reliëf, dat wil zeggen de aanwezigheid van een waterscheiding tussen het Achterhoekse en Sallandse deel van het IJsseldal, in het gebied tussen Doesburg en Deventer, ten noorden van het dal van Oude IJssel. Hierboven is al beschreven hoe deze situatie in de laatste ijstijd in een aantal stappen was ontstaan. Het afwateren van de Oude IJssel op de Rijn, westwaarts langs de voet van de Veluwezoom is een belangrijk gegeven dat tot voor kort onderbelicht is gebleven (Fig. 27). Dat ook de Berkel in de laatste 20.000 jaar zuidwaarts zou hebben afgewaterd is een volledig nieuwe reconstructie voortkomend uit het Zand in Banen onderzoek.

2) Een tweede faciliterende omstandigheid ligt in de holocene rivierontwikkeling van de Rijn. Deze kent in het gebied een omslag van een situatie met 'ingesneden' rivieren met overstromingsvlakten van vrij beperkte breedte, naar 'deltaïsche' rivieren met een zichzelf ophogende en verbredende overstromingsvlakte (Hs 4, Hs 5, Fig. 21). In de Over-Betuwe vond die omslag ca. 5000 jaar geleden plaats. In het noordwesten van de Liemers was vanaf 3000 jaar geleden sprake van regelmatige overstroming door de Rijn en sedimentatie van klei en venige opvulling van de verdrinkende benedenloop van het Oude IJsseldal langs de Veluwezoom (Fig. 27). Een en ander leidde tot regelmatig verhoogde 'opgestuwde' waterstanden in de benedenloop van de Oude IJssel, en het invangen van de eerste Rijnkleien in de venige laagte aan de voet van de Veluwezoom (Velperbroek, Lathumerbroek; Teunissen, 1990; Makaske e.a., 2008). Dit werd nog versterkt met het afsplitsen van de Nederrijn (Lobith-Zevenaar-Arnhem) uit de Ressen stroomgordel (Lobith-Bemmel-Lent), waardoor de monding van de Oude IJssel in de Rijn op de locatie van het latere splitsingpunt kwam te liggen (Het Pleij, de IJsselkop).
3) Een derde faciliterende omstandigheid was de gestaag toegenomen fijne sedimentlast van de Rijn in diezelfde jongste 3000 jaar (Erkens, 2009). De ophoging van de overstromingsvlaktes in de Liemers versnelde hierdoor. Juist in dit gebied van de delta werd in de periode 2500-1500 jaar geleden veel sediment ingevangen (Gouw & Erkens, 2007; Erkens & Cohen, 2009) en nam de overstromingsfrequentie sterk toe. Bij extreem hoge Rijnafvoeren, stroomde een deel van het water ten zuiden van Doetinchem in de Oude IJssel. Dat wil zeggen: de Liemers en het Oude IJsseldal werden in de eerste eeuwen voor en na Chr. zowel uit het zuiden als uit het westen overstroomd. Het gebied functioneerde als 'natuurlijk retentiebekken' dat gestaag vol sedimenteerde en opgehoogd werd, net als gebeurde in het Gelderse Poortgebied langs de Rijnmeanders zelf (Fig. 14, 15, 27).

Het daadwerkelijke ontstaan van de Gelderse IJssel

Op enig moment kon het tijdens een specifieke gebeurtenis in de hierboven beschreven situatie komen tot het voor het eerst doorbreken van de waterscheiding. Vanaf het moment van de gebeurtenis, begon de beddinggordel van de Gelderse IJssel zich te vormen. Hiervoor zijn twee hypothesen, A en B.

A. Cohen & Lodder (2007) opperen dat het ontstaan van de IJssel in essentie het gevolg zou zijn van één enkele overstroming door de Rijn, die optrad bij een zeldzaam grote afvoer van die rivier. Deze zou niet alleen de Liemers en het Oude IJsseldal hebben overstroomd, maar zou de waterstanden in de zijbeken in het gebied Eerbeek-Brummen-Baak-Doesburg zover hebben opgestuwd, dat het de waterscheiding bij Zutphen overtopte en deed doorbreken. Door de aanzwellende stroming zouden volgens deze voorstelling zowel de doorbraakwaaiers in de rivierduinen ten westen van Doesburg, als de meanderachtige structuren bij Rha en Baak, als het IJsselflankerende doorbraakcomplex tussen Brummen en Deventer zijn ontstaan, getuige zandige afzettingen tot minimaal 7.5 m +NAP aldaar (Fig. 31a), die een waterspiegel van nog enige decimeters daarboven doen veronderstellen. Tijdens deze gebeurtenis werd ook het begin gemaakt met het uitbouwen van het crevassecomplex van Deventer naar Wijhe. Omkering van de stroomrichting van de benedenloop van een zijriviertje is een in de internationale literatuur bekend alternatief verleggingsmechanisme voor rivieren in laaglandgebieden (Smith e.a., 1989), waarbij niet de oeverwal van de avulserende rivier doorbroken wordt, maar de oeverwal van een zijrivier op enige afstand stroomopwaarts van de confluentie. De doorbraak is daarbij het gevolg van het opstuwen van water in de zijrivier, tijdens een piekafvoer in de hoofdrivier en heeft het omkeren van de stroomrichting in het meest benedenstroomse gedeelte van de zijrivier als resultaat. In het geval van de IJsselavulsie zou hier sprake van zijn tussen Doesburg en Zutphen. Dat de avulsie van de IJssel in vergelijking met eerdere Rijnavulsies een afwijkend mechanisme had, kan tevens vermoed worden uit haar afwijkende richting in het stroomopwaartse deel (terug naar het oosten langs de Veluwezoom) en het feit dat het annexatie van nieuw Holoceen deltagebied betrof.

B. Makaske e.a. (2008) hebben een wat andere voorstelling van zaken wat betreft de positie van de ligging van de waterscheiding die bij de vorming van de IJssel doorgebroken zou zijn. De mogelijkheid van het bestaan van een benedenloop van de Berkel tussen Doesburg en de Veluwezoom, die de duinrug-waterscheiding zou onderbreken, wordt niet beschouwd. Dien ten gevolge zien de auteurs alleen de doorbraakcomplexen door de rivierduinrug bij Doesburg als doorbraakverschijnselen en deze worden aan Rijnoverstromingen, met een aanvoer door het Oude IJsseldal, gecorreleerd. Zij koppelen het ontstaan van de doorbraakcomplexen los van het ontstaan van de Gelderse IJssel in stricte zin. Direct achter de duinenrug wordt wel de overgeërfde aanwezigheid van een dalvormige laagte verondersteld, door welke Rijn-overstromingswater zou zijn afgevoerd. Ook de geul van de Gelderse IJssel zou dit pad hebben gevonden en gebruikt. Deze geul zou zijn ontstaan als gevolg van een oeverwaldoorbraak langs de Nederrijn bij Arnhem, waarna langzaam een stroomgordel werd gevormd en richting Doesburg uitgebouwd, op de klassieke wijze zoals ook de andere takken in het Rivierengebied zijn ontstaan (Hs 5).

Het voortschrijdend inzicht uit het onderzoek Zand in Banen, weerspreekt het idee dat de rivierduinrug bij Doesburg een tot de Veluwzoom doorlopende waterscheiding zou hebben gemarkeerd (zie boven). Los van de exacte positie van de waterscheiding is het uitgangspunt dat het ontstaan van de Gelderse IJssel tussen Arnhem en Doesburg in aanleg een klassieke, oeverwaldoorbrekende avulsie zou hebben betroffen is voor deze specifieke avulsie aanvechtbaar, en niet in overeenstemming met waarnemingen langs dit deel van de IJssel, waar flankerende crevasse-afzettingen blijken te ontbreken (Hs 8).

Dat er doorbraakstructuren op enige afstand van de beddinggordel van de IJssel in het voormalige waterscheidingsgebied in de topografie bewaard zijn gebleven, impliceert in de optiek van Cohen & Lodder (2007) dat er sinds de catastrofale doorbraak geen nog grotere overstroming van het gebied meer kan zijn geweest. Was dat wel het geval geweest, dan zouden de sporen van de eerdere overstroming weer uitgewist zijn. Maar omdat het in dit geval om het doorbreken van een waterscheiding gaat, wat tot erosie en geulvorming leidde, kon bij herhaling van een afvoerpiek van dezelfde grootte het overstromingswater sowieso niet meer tot de oorspronkelijke dalrandhoogte opstuwen. Een dergelijke redenatie verklaart dus zowel het ontstaan als het vervolgens preserveren van de geomorfologie langs de IJssel, op enige afstand buiten de beddinggordel in het versneden gebied tussen Doesburg en Deventer (Fig. 27). Voor gebieden dichter langs de beddinggordel en verder benedenstrooms, gaat het meer geleidelijke gefaseerde ontwikkelingsmodel op van een in eerste instantie uitbouwend crevassecomplex, dat zich uiteindelijk na een paar eeuwen ontwikkelt tot één hoofdgeul (Smith e.a., 1989; Makaske, 2001; Stouthamer, 2001; Makaske e.a., 2008).

Vooralsnog is het koppelen van de IJsselavulsie aan één kritische catastrofale Rijnoverstroming nog een te exploreren hypothese (Cohen & Lodder, 2007). De hypothese kan worden getoetst door doorbraakafzettingen, die op verschillende plaatsen langs de IJssel gevonden zijn, te dateren. Als de hypothese correct is, zouden de doorbraakafzettingen even oud moeten zijn. Nieuw onderzoek naar de sedimentaire registratie van overstromingen nabij de apex van de Rijndelta zou het optreden van een 'millennium flood' in de Vroege Middeleeuwen verder kunnen doen bevestigen (project in uitvoering in kader van veiligheidtegen-overstromen, Deltares, TNO en UU, i.s.m. Rijkswaterstaat en NCL, 2009-2013; W. Toonen e.a.). Het bestaan van een waterscheiding bij Zutphen, tot aan het ontstaan van de IJssel zo'n 1500 jaar geleden, biedt de kans met geavanceerde modellen de grootte van de toenmalige Rijnafvoer vast te stellen, die die waterscheiding zou overtoppen. Dergelijk onderzoek kan bijdragen aan de onderbouwing van dijkhoogtes vandaag. Een vergelijkbare modelleerexcercitie, bijvoorbeeld voortbouwend op Kleinhans e.a. (2008), zou ook kunnen bijdragen aan beter begrip van de 'initiële fase' van de Gelderse IJssel en de duur van deze fase en de verklaring van schijnbare dateringsdiscrepanties.

Langs de hele IJssel trad kort na de bedijking (begin 14e eeuw; Spek e.a., 1996) van de rivier een fase van verzanding op door een verlies aan afvoer. Dit is vooral het gevolg van natuurlijke ontwikkelingen op het splitsingspunt van de Nederrijn en de Waal in het Gelderse Poort gebied (bochtmigratie beïnvloedt sedimentatie en verandert daardoor de afvoerverdeling; Kleinhans e.a., 2007; 2008). Na een aantal mislukte eerdere ingrepen, is men er in 1707 in geslaagd de afvoerverdeling naar de IJssel te stabiliseren, middels de aanleg van het Pannerdens Kanaal en modificaties van de IJsselkop bij Arnhem (Kleefse Waard, Het Pley) zoals uitgebreid beschreven door Van de Ven (2007). De IJssel ontvangt sindsdien 1/9 deel van de afvoer van de Rijn bij Lobith.

De ontwikkelingen in het noorden van het IJsselgebied (voorbij Zwolle) vanaf ca. 900 na Chr. (Makaske e.a., 2008) volgen op die in het zuiden, maar zijn verder onafhankelijk van verschillen in doorbraakmechanismen. In dit gebied zijn vooral ook benedenstroomse gebeurtenissen van belang geweest zoals de verzilting van het Almere door het ontstaan van de Zuiderzee (gelijktijdig met en ondanks het ontstaan van de IJssel; Fig. 33) en stormafkalving van veengebieden en het daardoor verkorten van de IJssel benedenloop (in de Late Middeleeuwen, Hanzetijd). Mogelijk hebben dergelijke processen het uitgroeien van de beddinggordel tot haar uiteindelijke breedte op enige wijze bespoedigd. Een andere verklaring is dat dit een gevolg is van het bedijken verder stroomopwaarts (Van den Akker e.a., 1996; Eilander, 1979).

10 Summary in English / Engelse samenvatting

K.M. Cohen, E. Stouthamer, W.Z. Hoek

Background to the 'Zand in Banen' mapping project

Over the past decades, the Rhine-Meuse delta in the Netherlands has been studied extensively at Utrecht University. A huge amount of data has been systematically gathered by undergraduate and graduate students under supervision of the late dr. Henk J.A. Berendsen. This unique dataset underlies a series of international publications documenting the evolution of the Holocene Rhine-Meuse delta and its substrate since the nineties. The dataset has unique potential for investigations on various aspects of fluvial sedimentology, delta geomorphology, Quaternary geology, river-engineering, hydrocarbon reservoir modeling, environmental science, hydrology, archaeology and spatial planning in fluvial-coastal plains. This potential has been increasingly recognized by various groups of users in the last decade.

Over the past 40 years, geographical databases storing more than 235,000 borehole descriptions (UU LLG database), 1600 radiocarbon dates of geological relevance (UU 14C database) and some 50,000 dated archeological artifacts (RACM's ARCHIS database) have become available. An overview of the research methods, datasets and the distilled palaeogeographical development of the Rhine-Meuse delta was published by Berendsen & Stouthamer (2001). The website http://www.geo.uu.nl/fg/palaeogeography provides overview and entry points regarding the geomorphological and geological mapping, teaching and publications by the Rhine-Meuse Delta Studies research group.

In 1991, the Province of Gelderland asked Utrecht University to produce a map showing 'sand depth' (depth to sand measured relative to surface elevation) in the fluvial area under its government. A main reason for this request were difficulties to optimize water management, including controlling groundwater quality and quantity, drainage, eutrophication and reconstructing canals, for which reliable knowledge of subsurface lithology and permeability was lacking. In addition to serving the purposes listed above, the map turned out useful for numerous other spatial planning applications, including archeological prospections that became obligatory following European jurisdiction (1992, Valletta, Malta). Figures 1 to 4 show application examples.

Production of the maps in three phases since 1991 was increasingly aided by computer techniques (querying sand depth from borehole descriptions, plotting points, plotting digital elevation patterns). Interpretation and mapping was not automized, but carried out by geomorphologists/geologists (1994 production: E.L.J.H. Faessen, H.J.A. Berendsen; Extension 2001: A.W. Hesselink, E. Stouthamer, H.J.A. Berendsen; Extension 2005-2009: K.M. Cohen, A. van Hoesel, W.Z. Hoek, E. Stouthamer) to account for stratigraphical relationships.

A first atlas was produced in 1994 (see colofon) funded by the Province of Gelderland and WMN (Drinking water company Gelderland). The atlas contained A4-sized maps to the scale 1:25,000. It was followed up by a series of fold-out maps that included the embanked floodplains (mapped by A.W. Hesselink, co-sponsored by the Public Works Department, related to the Hesselink, 2002 PhD-thesis). The current document is a third print. The mapping was substantially extended to the north east to completely cover the north-running river Gelderse IJssel, its valley border and its delta into the central-netherlands lagoon. The

legend was expanded to cover relevant features in both the central part and the fringes of the delta. In the former area, the Pleistocene substrate consists of Rhine-Meuse palaeovalley deposits, whereas in the latter area it is eolian sands and local fluvial deposits. In this third printing the actual map is supplied on CD-ROM. It is also shared on the internet as a digital map layer within http://www.gelderland.nl/wateratlas (Fig. 5), where it can be viewed, printed and downloaded.

Geological architecture of the mapped area

This section serves as an entry point and brief introduction to the wealth of studies available on the Holocene Rhine-Meuse fluvial delta and its pleistocene substrate, and the sanddepthmaps in particular. Chapters 3 and 4 describe the data used and the map legend. Chapter 5 introduces Dutch readers to the fluvial terminology, concepts, context and other general knowledge of Pleistocene and Holocene valley and delta deposits in the Netherlands.

The maps indicate the depth to the top of sandy deposits in meters below the surface, permitted that these sandy strata exceed 1 m in thickness. The mapped patterns of sand depth are related to the genesis of the deposits, be it deltaic river deposits (channel belts and crevasse splays), preceding valley deposits (braidplain from the last ice age) or valleyflanking eolian deposits (inland dune fields). Across the study area, the rivers adapted various fluvial styles over Late Pleistocene and Holocene time. This lead to a complex sedimentary architecture, composed of various genetically associated elements (facies units), each with specific characteristics.

The depth and thickness of sand in the study area is related to the progressive build-up of deltaic deposits, burying its former valley in a Late-Pleistocene inherited position and flanking landscapes. The covered area and dominating legend units is divided into:

(i) the central and upper Rhine-Meuse delta (Gelders Rivierengebied)
(ii) the valley and delta of the river IJssel, a distributary of the Rhine of post-Roman age.

The central and upper Rhine-Meuse delta (Chapters 6 and 7)

In this area, the Pleistocene substrate has a relatively flat, gently westward sloping surface (25 cm/km) and consists of sand and gravel deposited by braided rivers and reworked by meandering Late Glacial and Early Holocene channels of the Rhine and its tributary the Meuse. It is overlain by a fluvio-deltaic Holocene sequence that thins upstream. The deltaic wedge has a matrix of clayey and peaty floodbasin deposits, dissected by ribbon-like sandbodies that are relatively wide in the east and narrow to the west (Gouw, 2007; 2008). The sandbodies are channel belts of former meandering and anastomosing distributary channels. The channel belt deposits have a high permeability, whereas the clayey and peaty floodbasin deposits are impermeable. Where younger channel belts intersect older channel belts, fluids may be transferred from one sandbody to the other. Virtually all channel belts are incised into the Pleistocene substrate and thus tap into the aquifer formed by the Pleistocene substrate (the thin bed of floodplain clay that regionally caps the Pleistocene sands is typically eroded by the dissective deltaic channels). This is an important hydrological characteristic of the Holocene deltaic wedges, typically characterised as ‘complex confining layers’ in hydrological modelling (Bierkens, 1994). Differences in grain size (in µm), gravel content, sorting, detritral $CaCO_3$-content, permeability and hydraulic resistance (k-values) for the various deposits making up the heterogenic deltaic wedge are indicated in Fig. 10 and Tables 2 and 3.

For a detailed description of the fluvial styles, and terminology used to describe fluvial deposits in the Dutch delta, the reader is referred to Berendsen & Stouthamer (2000, 2001) and Gouw (2007, 2008). For palaeogeographical reconstructions of landscape evolution, the reader is referred to Berendsen & Stouthamer (2000, 2001 – Middle-Late Holocene), Cohen (2003 – Early Holocene), Busschers et al. (2007, 2008: Late Pleistocene, Middle Pleistocene) and Erkens (2009: Holocene sediment transfer from valley to delta).

The valley and delta of the River IJssel (Chapters 8 and 9)
In this area, the pleistocene substrate is formed by a widespread relatively thin cover of windblown sand (coversand), dissected by local brook valleys and bordered by outwash fans fed with material eroded from surrounding higher topography (just outside the mapped area). The Gelderse IJssel is a Rhine distributary that annexated the IJssel area as part of the Rhine delta only relative recently (in the 1st millennium AD). In Holocene times before, a large part of the area had become covered by lowland peats. The area is thus dissected by a single channel belt only, flanked by a belt of secondary crevasse channels and terminating as a lagoonal delta in the very north of the mapped area (coordinates X=190, Y=510 km). Across most of the IJssel area, the top-of-pleistocene sand occurs at relative shallow depth. At shallow depth, buried by IJssel (Rhine) clay, deposits of brooks map out as incised belts of Late Glacial and Early Holocene age – but over most of the area the buried pleistocene subsurface in this area is of eolian origin, predating the River IJssel by some 10,000 years. The IJssel channel belt dissected and reworked this material, locally affecting e.g. channel belt width and channel sinuosity. A lobate pattern, dissected by protruding feeder channels marks the IJssel rivers lagoon delta terminus (see Ente, 1971 for a sedimentary description).

For background on the genesis of the valley in pre-Last Glacial Maximum times (Figs. 11, 12), we refer to the recent paper of Busschers et al. (2007). In the text we elaborate on the geomorphological developments in between 35,000 and 10,000 years ago, when local periglacial fluvial and aeolian deposition modified the morphology in the Gelderse IJssel valley, creating and maintaining a drainage divide between the north and the Rhine valley at the position of the city of Zutphen (Figs. 27, 31) and explicitly not further south, as coined in Netherlands' Geological Survey publications since the late 1970ies upto recently). Regarding the genesis of the Late Holocene IJssel, the reader is referred to the recent publication of Makaske et al. (2008). Our mapping supports their inferred Early-Mediaeval age and seminatural avulsive genesis for this river, but differs with regard to the invoked avulsionmechanism (upstream deltaic levee breaching vs. tributary reversion and drainage divide breaching) and correlation/non-correlation of breaches in eolian sand ridges to the avulsion event (i.e. hypothesis introduced by Cohen & Lodder, 2007). Chapter 9 adresses these differences, aiming (i) to causally relate developments in the IJssel valley to related developments elsewhere in the Rhine delta, (ii) to tackle older hypothesis that can no-longer be uphold, and (iii) to introduce and clarify the current competing stories, to help ongoing geological, geomorphological and archaeological research along the River IJssel, including potential usage to quantify the magnitude of an extreme Rhine flood, aiming to improve flood risk assessment and dike safety (an ongoing research project).

ZANDDIEPTEKAART — *Map of Depth to Sand*

Alle zanddieptes zijn gegeven ten opzichte van het maaiveld (= -mv)
Depth to Sand, in meters below surface (= -mv)

De bovenkant van het zandpakket begint tussen:
The top of sandy deposits is encountered between:

Stroomgordels in uiterwaarden — *Embanked channel belts*

1	0 - 1.0 m -mv	rivierzand	*fluvial sand*
2	1.0 - 2.0 m -mv		
3	2.0 - 3.0 m -mv		
4	3.0 - 4.0 m -mv		
5	4.0 - 5.0 m -mv		
6	5.0 - 6.0 m -mv		
7	6.0 - 7.0 m -mv		
8	7.0 - 8.0 m -mv		
9	8.0 - 9.0 m -mv		
10	9.0 - 10.0 m -mv		

Labeling in de digitale kaart
'shape file' digital map labeling

* Transparante 'overlay' signatuur
Codes in attribuut-kolom ZO2005

Achtergrondkleur
Codes in attribuut-kolom Z2005

Transparent 'overlay' signatures, labeled in item ZO2005
Backdrop 'underlay' colors, labeled in item Z2005

De CD bevat een opgemaakt legenda-bestand (.lyr) voor gebruik in ESRI ArcMap 9.2 en 9.3.
The CD contains a layer-file for use in ArcMap 9.2 and 9.3.

Stroomgordels buiten de uiterwaarden — *Pre-embankment channel belts*

13	0 - 1.0 m -mv	rivierzand	*fluvial sand*
14	1.0 - 1.5 m -mv		
15	1.5 - 2.0 m -mv		
16	2.0 - 3.0 m -mv		
17	3.0 - 6.0 m -mv		

Zandige lagen boven het vaste zand — *Intercalated sandy strata*

De ingeschakelde zandige laag is 0.5 - 2.0 m dik
Thickness is between 0.5 and 2.0 m

18	*	0 - 1.0 m -mv	crevassezand	*crevasse-channel and -splay sand*
19	*	0 - 2.0 m -mv		

Pleistocene afzettingen — *Pleistocene deposits*

401	*	0 - 1.0 m -mv	afspoelingswaaierzand	*periglacial alluvial fan sand*
20		0 - 1.0 m -mv	rivierzand	*fluvial sand*
21		1.0 - 2.0 m -mv		
22		2.0 - 3.0 m -mv		
23		3.0 - 4.0 m -mv		
24		4.0 - 5.0 m -mv		
25		5.0 - 6.0 m -mv		
26		6.0 - 7.0 m -mv		
27		7.0 - 8.0 m -mv		
28		8.0 - 9.0 m -mv		
29		9.0 - 10.0 m -mv		
30		10.0 - 11.0 m -mv		

Web Viewer

www.gelderland.nl / wateratlas

- Kaarten *(maps)*
  - Watersysteem-Geologie
    - Zandbanen

De kleuren en signaturen in digitale weergaves van de zanddieptekaart zijn aanpasbaar en kunnen dus van deze legenda afwijken.

Colors and signatures in displays of the digital Map of Depth to Sand can be customized and may thus deviate from this legend.

Eolisch zand op rivierzand — *Eolian sand covering fluvial sand*

300	*	0 - 1.0 m -mv		
301	*	dagzomend	dikker dan 1.0 m	*outcropping, thicker than 1.0 m*
302	*	dagzomend	dikker dan 2.0 m	*outcropping, thicker than 2.0 m*
31	*	1.0 - 2.0 m -mv		
42	*	0 - 1.0 m -mv	tussen 1en 2 m -mv siltig pakket	*silty intercalation between 1 - 2 m depth*
501	*	dagzomend	subrecente duin (Laat Holoceen)	*subrecent dune (Late Holocene)*

Diversen — *Miscellaneous*

32	Antropogeen verstoord	*Disturbed (cities, excavated, raised, etc.)*
33	Not mapped	*Outside mapped area*
99	Water	*Water*

KMC '09

Figuur 35 Abridged version of the map legend in Figure 8.

Description of map units

The map shows categories of depth to sand, with class boundaries at every 1.0 meter. The color ranges and coding in the digital map differ for sands of deltaic origin, i.e. the Holocene former channel belts, sand of active channel belts with nowadays embanked floodplains ('uiterwaarden') and older sand of fluvial (Rhine braidplain, periglacial alluvial fans and valleys of local tributary systems) and eolian origin (coversand sheets and inland dunes) flanking and underlying the deltaic deposits. Figure 35 is an abridged version of the full map legend (Ch 3, Fig. 8).

Pleistocene valley

Fluvial deposits: Map units 20-30, 401

The pleistocene substrate consists of sand with gravel and is very permeable. These deposits were formed by braided precursors of the Rhine and Meuse during the Weichselian last glacial period mainly (Fig. 11). Multiple levels are recognised within the Pleistocene deposits. Only the younger part of late-pleistocene Rhine deposits is not covered by periglacial eolian sandsheets and their occurrence is restricted to the joint Rhine-Meuse palaeovalley in the subsurface of the Rhine-Meuse delta (see Busschers et al. 2007).

The depth of the Pleistocene substrate increases from approximately 2 m in the east (near the Dutch-German border) to approximately 10 m below the surface in the west of the Province of Gelderland. Its topography shows the scars of dissection of the last-glacial braidplain by transitional and meandering systems of Late Glacial and Early Holocene age. The Younger Dryas/early Holocene channel belt of the Maas is 1-2 km wide in the eastern part of the delta, that of the Rhine up to 5 km wide (see Cohen, 2003; Busschers et al. 2007; Gouw & Erkens, 2007). The top of sand occurs at a depth 1-2 meters below that of the next-older level, the socalled Lower Terrace (cf. Pons, 1957). A characteristic loam deposit caps the braidplain sands of the Rhine-Meuse palaeovalley ('Wijchen Member' cf. Törnqvist et al. 1994; Autin, 2008). It dates from the Bølling-Allerød-interstadial, Younger Dryas and Early Holocene depending on location (Figs. 18, 27).

The map legend (Fig. 35) classifies the depth of the sandy Pleistocene substrate per metre depth below the surface. The legend is illustrated in synthetic cross-sections (Figs. 10, 25, 30). Note that where Pleistocene sand is encountered within 2 m below surface, the absence of any cross-hatch indicates this sand to be of fluvial origin. This can be the Rhine-Meuse braidplain, a dissective channel belt of the Rhine or Meuse of Late Glacial/Early Holocene age, or a channel belt of a local river or brook; and can be fluvial deposition inside and outside the Rhine-Meuse Late Pleistocene palaeovalley. Where the Holocene cover exceeds 2 m, the legend makes no distinction between fluvial or eolian nature of the subsurface (for reasons of data resolution and as not to overly complicate the map legend). In cases of shallow occurrence and/or Pleistocene outcrop, a cross-hatch indicates fluvial sand at greater depth to be overlain by an eolian cover of given thickness. This can be inside and outside the Rhine-Meuse Late Pleistocene palaeovalley. In the first case the eolian deposits are typically isolated source-bordering dunes, in the second case mainly coversand-ridges.

Eolian deposits: Map units 300-301, 31, 42

Mapped eolian deposits predominantly date to Late Pleniglacial and Late Glacial times. They form a finer grained sandy overburden, covering fluvial deposits. Coversands occur widespread outside the last glacial palaeovalleys (i.e. in the Gelderse IJssel part of the map); Inland dunes are their equivalent occurring locally in the paleovalleys. These are often referred to as 'river dunes' in Dutch literature, because the dune complexes align with former rivers that were the source for the dunes. The source-bordering inland dunes typically impermeable floodplain loams (Wijchen Member; Figs. 13, 27; See also Autin, 2008) and have a genetic relation to the occurrence of (semi-)braided conditions in the active river valleys at times of sparse vegetation and dominant westerly winds during their formation (Late Pleniglacial and Younger Dryas climatic cold-dry spells, also known from palaeoclimatological proxies; e.g. Hoek, 2008; Fig. 12).

Along the Meuse in the south of the mapped area, especially the second half of the Younger Dryas was a very dry period with strong eolian activity. Medium sand was blown out of the periodically dry braided river floodplain, by prevailing southwesterly winds, and was deposited on the adjacent pleniglacial terrace. This resulted in the formation of large parabolic-shaped eolian dunes, which overlie the Wijchen Member. A good example is the eolian dune of Bergharen (Fig. 18) on top of the pleniglacial Rhine-Meuse terrace. In the IJssel delta area in the very north of the mapped area, eolian activity likely continued into Boreal and earliest Atlantic times (7500 years BP).

Table 2 (abridged) General properties of sands of different genesis.

	Periglacial eolian coversands	**Channel-flanking inland eolian dunes**	**Channel-bed sands, (Pleistocene and Holocene rivers)**	**Local periglacial outwash fans along ice-pushed ridges**
Median grain size M50 (µm)	150-300	210-420	210-1000	210-2000
Gravel admixture (%)	0	0	0-20	10-30
Sorting	moderate – well	moderate	moderate – poor	moderate – poor
Rounding	moderate – well	moderate – poor	moderate – poor	moderate – poor
CaCO3-content	none	none	Rich	poor
Permeability	moderate – well	well	very well	well
Hydraulic conductivity (mm/day)	500-10.000	1000-20.000	1000-50.000	1000-50.000

Holocene delta

Channel belts: Map units 13-17

Holocene channel belts largely consist of very permeable sand, with a fining upward sequence of natural levees at the top. The natural levees are 0.5 to 1.5 m thick. The sandbody thickness varies from 3 to more than 10 m. The thickness of overlying clay layers is a rough measure for the age of the channel belts (Berendsen & Stouthamer, 2001). Sand depth intervals chosen for the Holocene channel belts are: < 1.0 m, 1.0-1.5 m, 1.5-2.0 m, 2.0-3.0 m and 3.0-6.0 m.

Extensive details regarding dating and architecture of channel belts are given by Berendsen & Stouthamer (2001 – including numerous bibliographical references), Gouw & Erkens (2007 – including five cross-sections), Gouw (2008 – including an overview of characteristic parameters) and Erkens (2009 – including quantified storage budgets, for areal segments, 500-yr time slices spanning the Holocene, per facies-association). Figure 14 provides an updated and extended map featuring the complete set of Holocene deltaic channel belts of the river Rhine.

Crevasse-splay deposits: Map units 18-19

Crevasse-splay deposits are typically formed by breaching of the natural levees. The deposits consist of a sandy core, encased in silty and sandy clays, and often show a coarsening upward sequence near the base and a fining upward sequence near the top. Like channel belt style, also crevassing style differs in the east of the delta compared to the west (Ch. 5; See also Gouw & Erkens, 2007; Gouw, 2008).

Near the natural levees of the trunk channel, width/thickness ratio of the sandbodies is large, but it decreases further away from the breached natural levee, unless renewed sand is incorporated from dissected older channel belts or inherited pleistocene subsurface features (more typical upstream in the delta). Sandbody thickness of crevasse-channel and -splay deposits indicated on the map generally varies from about 1 to 4 m, but larger variability does occur. On the map, only sand layers with a thickness of > 1 m are indicated. See Stouthamer (2001) for discussion of the link between crevasse splay formation and stages of avulsion completion.

This paper presents the Gelderse IJssel avulsion as a new case of crevasse-splay deposits testifying for stage wise avulsion development (building upon Smith et al., 1989), in the particular case of an 'avulsion by annexation'. On aspects this particular avulsion contrasts the majority of avulsions known from elsewhere in the Holocene delta (Fig. 14). For example: the position of crevasse-deposits relative to the position of channel bifurcation strongly differs, with implications for the mechanisms that caused this particular avulsion to succeed and the river IJssel to mature from crevasse-splay to meandering channel belt. It appears that the avulsion triggering mechanism was critically different, but that the process of channel belt maturisation that followed the initial stages is similar to the avulsions elsewhere in the Rhine-Meuse delta.

The developments along the IJssel in Medieval times match the text-book case of Smith et al. (1989) in the Cumberland Marshes (Saskatchewan, Canada) documenting an avulsion in action over some 150 year since initial formation of its crevasse splay. The mapping of the IJssel's avulsion belt highlights the difference in architecture of the crevasse-complex in the actually breached area, with the splay part of the crevasse-complex downstream. The most upstream part of the Gelderse IJssel branch is an inverted-drainage reach with a particular cross-sectional architecture. This was a tributary reach that transformed into a distributary as part of the avulsion event. Consequently, the levees along this reach (dating from after the avulsion) overlie slackwater floodbasin deposits that were trapped in the delta-buried tributary valley in the centuries-millenia before the avulsion. This architecture deviates from that observed along more downstream reaches of the IJssel, and supports the explanation for the origin of the avulsion.

Human-controlled present rivers

Embanked floodplains: Map units 1-10

The embanked floodplains are a particular feature of the delta plain characterized by continued sedimentary activity despite human intervention (Figs. 16, 17, 25, 30). Deposits within the floodplains of the Waal have largely formed after completion of embankment, strongly influenced by human intervention (construction of groynes, planting of reed). A characteristic feature is the arrangement of concave swales (as seen in plan view, from the river). The embanked floodplains of the rivers Nederrijn-Lek and Meuse contain deposits and morphology mainly pre-dating embankment and thus show a 'normal' bar and swale topography (see also Hudson et al., 2008).

The embanked floodplains of the IJssel in southern and central reaches show large meanders owing to local reincorporation of Pleistocene sand. Besides isolated meanders with bar-swale topography (active 700-1600 AD), large parts of the floodplain topography marks crevasse channels and splays from initial stages of river development – presumably between 550 and 900 AD. The part of the IJssel terminating in the IJsselmeer (Lake IJssel) became a delta in a time of major storm/wave attacks to this formerly peaty inland-fringe of the Zuiderzee lagoon, independently documented in written medieval sources in the 11-14th century AD. The idea that the NW part of the IJssel-delta originates from fluvio-deltaic healing of a stormsurge scar to an originally NE prograding delta is coined (Fig. 33).

Literatuur en Bibliografie

APPELS, F. (2001) Tussen Deventer en Epse, 10.000 jaar bewoningsgeschiedenis van plangebied Epse-Noord. Gemeente Deventer. 94 p. ISBN 90-806126-3-4.

ARNOLDUSSEN, S. (2008) A Living Landscape. Bronze Age settlements in the Dutch river area (c. 2000-800 BC). Proefschrift Universteit Leiden. Sidestone Press. Leiden. p. 537.

AUTIN, W.J. (2008) Stratigraphic analysis and palaeoenvironmental implications of the Wijchen Member in the lower Rhine-Meuse Valley of the Netherlands. Netherlands Journal of Geosciences, 87 (4), p. 291-322.

BAKKER, M.A.J. (2006) The internal structure of Pleistocene push moraines. A multidisciplinary approach with emphasis on ground-penetrating radar. Published Ph.D. Thesis Queen Mary, University of London (2004). TNO Built Environment and Geosciences Geological Survey of the Netherlands. 180 p.

BARTELS, M.H. (2006) De Deventer Wal tegen de Vikingen – Archeologisch en historisch onderzoek naar de vroegmiddeleeuwse wal en stadsmuren (850-1900) en een vergelijking met andere omwalde nederzettingen. Rapportages Archeologie Deventer, 18, 240 p. With a summary in English.

BERENDSEN, H.J.A. (1982) De genese van het landschap in het zuiden van de provincie Utrecht, een fysisch-geografische studie. Proefschrift Universiteit Utrecht / Utrechtse Geografische Studies 10, 256 p.

BERENDSEN, H.J.A. Ed. (1986) Het landschap van de Bommelerwaard. With summary in English. Nederlandse Geografische Studies 10, 184 p.

BERENDSEN, H.J.A. (1998) Birds-eye view of the Rhine-Meuse delta. Journal of Coastal Research 14 (3), p. 740-752. The World Deltas Symposium, New Orleans.

BERENDSEN, H.J.A. (2004a) De vorming van het land - Inleiding in de geologie en de geomorfologie. Assen: Van Gorcum, 4e geheel herziene druk, 293 p.

BERENDSEN, H.J.A. (2004b) Landschap in delen - Overzicht van de geofactoren. Assen: Van Gorcum, 3e herziene druk, 320 p.

BERENDSEN, H.J.A. (2005a) Landschappelijk Nederland. Assen: Van Gorcum, 3e herziene druk, 218 p.

BERENDSEN, H.J.A. (2005b) Fysisch-geografisch onderzoek - Thema's en methoden. Assen: Van Gorcum, 3e herziene druk, 214 p.

BERENDSEN, H.J.A. (2007) History of geological mapping of the Holocene Rhine-Meuse delta, the Netherlands. Geologie en Mijnbouw/Netherlands Journal of Geosciences, 86, p. 165-178.

BERENDSEN, H.J.A. & M.I.J.G. CORTENRAAD (1988) Fysisch-geografische streekbeschrijving No. 9: de Bommelerwaard (in Dutch). Geografisch Tijdschrift, Nieuwe Reeks, 22, p. 222-246.

BERENDSEN, H.J.A., E.L.J.H. FAESSEN & H.F.J. KEMPEN (1994) Zand in banen - zanddiepte-attentiekaarten van het Gelderse rivierengebied. Arnhem: Provincie Gelderland.

BERENDSEN, H.J.A., E.L.J.H. FAESSEN, A.W. HESSELINK & H.F.J. KEMPEN (2001). Zand in banen – Zanddieptekaarten van het Gelders Rivierengebied, met inbegrip van de uiterwaarden. Toelichting en 37 losse kaartbladen, schaal 1:25.000. Arnhem: Provincie Gelderland.

BERENDSEN, H.J.A., W.Z. HOEK & E.A. SCHORN (1995) Late Weichselian and Holocene River Channel Changes of the Rivers Rhine and Meuse in the Central Netherlands (Land Van Maas en Waal). In: B. FRENZEL (Ed.), European river activity and climate change during the Lateglacial and Early Holocene. ESF Project European Paläoklimaforschung / Paleoclimate Research 14. Special Issue, p. 151-171.

BERENDSEN, H.J.A. & E. STOUTHAMER (2000) Late Weichselian and Holocene palaeogeography of the Rhine-Meuse delta. Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology 161, p. 311-335.
BERENDSEN, H.J.A. & E. STOUTHAMER (2001) Palaeogeographic development of the Rhine-Meuse delta, The Netherlands. With 3 Enclosures and a CD-ROM. Assen: Koninklijke Van Gorcum, 268 p. Updated appendices on: http://www.geo.uu.nl/fg/palaeogeography.
BERENDSEN, H.J.A. & STOUTHAMER, E. (2002). Palaeogeographic evolution and avulsion history of the Holocene Rhine-Meuse delta, the Netherlands. Netherlands Journal of Geosciences / Geologie en Mijnbouw, 81(1), p. 97-112.
BERENDSEN, H.J.A., K.M. COHEN & E. STOUTHAMER (2007) The use of GIS in reconstructing the Holocene palaeogeography of the Rhine-Meuse delta, The Netherlands. International Journal of Geographical Information Science, 21, p. 589-602.
BERENDSEN, H.J.A. & K.P. VOLLEBERG (2007) New prospects in geological and geomorphological mapping of the Rhine-Meuse delta: application of detailed digital elevation measurements based on laseraltimetry. Netherlands Journal of Geosciences 86 (1), p. 311-318.
BIERKENS, M. (1994) Complex confining layers. A stochastic analysis of hydraulic properties at various scales. Proefschrift Universiteit Utrecht / KNAG Netherlands Geographical Studies 184, 263 p.
BOASSON, W. (2000) Geologisch profiel Betuweroute. Toelichting en profiel. Projectorganisatie Betuweroute Archeologie, rapport BR/WBOA/U20001080, 59 p.
BOS, I.J., FEIKEN, H., BUNNIK, F., SCHOKKER, J. (2009) Influence of organics and clastic lake fills on distributary channel processes in the distal Rhine-Meuse delta (The Netherlands). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 284, pp. 355-374.
BOS, J.H.A., B. VAN GEEL, B.J. GROENEWOUDT & R.C.G.M. LAUWERIER (2005), Early Holocene environmental change, the presence and disappearance of early Mesolithic habitation near Zutphen (the Netherlands). Vegetation History and Archaeobotany 15, p. 27-43.
BUSSCHERS, F.S. (2008) Unravelling the Rhine: Response of a fluvial system to climate change, sea-level oscillation and glaciation. Proefschrift Vrije Universiteit Amsterdam / Geology of the Netherlands 1.
BUSSCHERS, F.S. , C. KASSE, R.T. VAN BALEN, J. VANDENBERGHE, K.M. COHEN, H.J.T. WEERTS & J. WALLINGA (2007), Late Pleistocene evolution of the Rhine in the southern North-Sea Basin: imprints of climate change, sea-level oscillations and glacio-isostacy. Quaternary Science Reviews 26, p. 3216-3248.
BUSSCHERS, F.S., R.T. VAN BALEN, K.M. COHEN, C. KASSE, H.J.T. WEERTS, J. WALLINGA & F.P.M. BUNNIK (2008), Response of the Rhine-Meuse fluvial system to Saalian ice-sheet dynamics. Boreas 37, p. 377-398.
COERTS, A. (1996) Analysis of static cone penetration test data for subsurface modelling: A methodology. Proefschrift Universiteit Utrecht / Netherlands Geographical Studies 210, 263 p.
COHEN, K.M. (2003) Differential subsidence within a coastal prism: Late-Glacial - Holocene tectonics in the Rhine-Meuse delta, The Netherlands. Proefschrift Universiteit Utrecht / Netherlands Geographical Studies 316, 172 p.
COHEN, K.M. (2005) 3D geostatistical interpolation and geological interpolation of palaeo-groundwaterrise within the coastal prism in the Netherlands. In L. GIOSAN & J.P. BHATTACHARAYA (Eds.), river Deltas: Concepts, models, and examples (SEPM Special Publication, 83). Tulsa, Oklahoma: SEPM (Society for Sedimentary Geology), p. 341-364.
COHEN, K.M. (2007) Het ontstaan van de Gelderse IJssel. Lezing 46e Belgisch-Nederlandse Palynologen dagen, Arnhem, 13-9-2007.
COHEN, K.M., E. STOUTHAMER & H.J.A. BERENDSEN (2002) Fluvial deposits as a record for neotectonic activity in the Rhine-Meuse delta, the Netherlands. Netherlands Journal of Geosciences / Geologie en Mijnbouw, 81(3-4), p. 389-405.
COHEN, K.M., M.J.P. GOUW & J.P. HOLTEN (2005) Fluvio-deltaic floodbasin deposits recording differential subsidence within a coastal prisma (central Rhine-Meuse delta, the Netherlands). In M.D. BLUM, S.B.MARRIOTT & S.F. LECLAIR (Eds.),

Fluvial Sedimentology VII (Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 35) (p. 295-320). Oxford: Blackwell Publishing.
COHEN, K.M. & Q.J. LODDER (2007) Paleogeografie en veiligheid tegen overstromen: De bruikbaarheid van inzichten in de ontwikkeling van de Nederlandse delta in de laatste 5000 jaar voor het kwantitatief begrenzen van overstromingsmagnitudes en –frequenties. RIZA Rapport 2007.016. Lelystad: RIZA. 80 p.
COHEN, K.M. & K.P. VOLLEBERG (2008) Gebruikershandleiding LLG 2008 / User manual LLG 2008. Bilingual HTML WinHelp document for the LLG 2008 borehole data management software.
COHEN, K.M. & M.P. HIJMA (2008) De ontwikkeling van het Rijnmondgebied in het Vroeg Holoceen: inzichten uit een diepe put bij Blijdorp (Rotterdam). Grondboor & Hamer 2008-3/4, p. 64-71.
DE BAKKER, H. & J. SCHELLING (1966) Systeem van Bodemclassificatie voor Nederland. Wageningen: Pudoc.
DE GANS, W., T. DE GROOT, H. ZWAAN (1987) The Amsterdam basin, a case study of a glacial basin in The Netherlands. In: J.J.M. VAN DER MEER (Red.) Tills and Glaciotectonics. Balkema, Amsterdam, p. 205-216.
DE JONG, J.D. (1955) Geologische onderzoekingen in de stuwwallen van oostelijk Nederland. Mededelingen van de Geologische Stichting, Nieuwe Serie 15, p. 55-56.
DE MULDER, E.F.J., M.C. GELUK, I.L. RITSEMA, W.E. WESTERHOFF & TH.E. WONG (Eds.) (2003) De ondergrond van Nederland. Wolters-Noordhoff (Groningen/Houten) 352 p.
DIRKX, J., P. HOMMEL & J. VERVLOET (1996) Kampereiland. Een wereld op de grens van zout en zoet. Matrijs, 112 p.
EDELMAN, C.H. (1943) De bodemkarteering van den Bommelerwaard. Mededelingen voor den Landbouwvoorlichtingsdienst, p. 49-52.
EDELMAN, C.H., L. ERINGA, K.J. HOEKSEMA, J.J. JANTZEN & P.J.R. MODDERMAN (1950) Een bodemkartering van de Bommelerwaard boven den Meidijk. Verslagen van Landbouwkundige Onderzoekingen 56.18. De bodemkartering van Nederland, deel 7, 137 p.
EGBERTS, H. (1950) De bodemgesteldheid van de Betuwe. 's-Gravenhage: Verslagen van Landbouwkundige Onderzoekingen 56.19. Serie: De bodemkartering van Nederland, deel 8, p. 1-82.
EILANDER, D.A. (Ed.) (1979) Toelichting Bodemkaart van Nederland, schaal 1:50 000, Blad 33WO Apeldoorn. Stiboka, Wageningen, 173 p.
ENTE, P.J. (1963) Thickness variations of the sandy Almere deposits (Holocene) in the former Zuiderzee Area (The Netherlands). In: Van Straaten, L.M.J.U. (1963) Deltaic and shallow marine deposits. Developments in Sedimentology 1. International Association of Sedimentologists, p. 123-128.
ENTE, P.J. (1971) Sedimentary geology of the Holocene in Lake IJssel region. Geologie en Mijnbouw 50, p. 373-382.
ENTE, P.J. (1973-1974) De IJsseldelta. Kamper Almanak (Kampen), p. 137-164.
ERKENS, G. (2009) Sediment Dynamics in the Rhine Catchment; Quantification of Fluvial Response to Climate Change and Human Impact. Proefschrift Universiteit Utrecht / Netherlands Geographical Studies 388, 278 p.
ERKENS, G., COHEN, K.M., GOUW, M.J.P., MIDDELKOOP, H. & HOEK, W.Z. (2006). Holocene sediment budgets of the Rhine Delta (The Netherlands): a record of changing sediment delivery. In: ROWAN, J.S., DUCK, R.W., WERRITTY, A. (Ed.), Sediment Dynamics and the Hydromorphology of Fluvial Systems (IAHS Publication, 306), p. 406-415.
ERKENS, G. & K.M. COHEN (2009) Quantification of intra-Holocene sedimentation in the Rhine-Meuse delta: a record of variable sediment delivery. In: Erkens, G. (2009), Sediment Dynamics in the Rhine catchment; quantification of fluvial response to climate change and human impact. Proefschrift Universiteit Utrecht /Netherlands Geographical Studies 388, 250 p.
FERMIN, H.A.C. & M. GROOTHEDDE (2005) De naakte violist die naast zijn schoenen liep - Beukerstraat 64. Zutphense Archeologische Publicaties 19. Gemeente Zutphen. ISBN: 978-90-77587-21-8.

FERMIN, H.A.C. & M. GROOTHEDDE (2006) Het diftarproject in Zutphen. 25 verhalen uit de middeleeuwse stad. Zutphense Archeologische Publicaties 23. Gemeente Zutphen. ISBN: 978-90-77587-22-5.
FERMIN, H.A.C. & M. GROOTHEDDE (2008) Oppidum Sutphaniense. Zutphense Archeologische Publicaties 41. Gemeente Zutphen. With a summary in english. ISBN: 978 90 77587492.
GOTJÉ, W. (1993) De Holocene laagveenontwikkeling in de randzone van de Nederlandse kustvlakte (Noordoostpolder). Proefschrift Vrije Universiteit Amsterdam. 182 p.
GOUW, M.J.P. (2007) Alluvial Architecture of the Holocene Rhine-Meuse delta (The Netherlands) and the Lower Mississippi Valley (U.S.A.). Proefschrift Universiteit Utrecht / Netherlands Geographical Studies 364, 192 p.
GOUW, M.J.P. (2008) Alluvial Architecture of the Holocene Rhine-Meuse delta (The Netherlands). Sedimentology 55, p. 1487-1516.
GOUW, M.J.P. & H.J.A. BERENDSEN (2007) Variability of fluvial sand body dimensions and the consequences for alluvial architecture: Observations from the Holocene Rhine-Meuse delta (The Netherlands) and Lower Mississippi Valley. Journal of Sedimentary Research 77 (2), p. 124-138.
GOUW, M.J.P. & G. ERKENS (2007) Architecture of the Holocene Rhine-Meuse delta (the Netherlands) – A result of changing external controls. Netherlands Journal of Geosciences / Geologie en Mijnbouw 86 (1), p. 23-54.
GROOTHEDDE, M. & H.A.C. FERMIN (2007) Verdwenen huizen, tufstenen torens en houten straten rond de Apenstert. Zutphense Archeologische Publicaties 27, Gemeente Zutphen, ISBN 978-90-77587-28-7.
HAANS, F. (2008) Historische ontwikkeling van Doesburg. In: HAANS, F. (2008) Monumentengids Doesburg. Met een archeologische bijdrage van Ed Harenberg. Gelders Genootschap. Monumenten in Gelderland 7, p. 22-35.
HAVINGA, A.J. (1969), A Physiographic Analysis of a Part of the Betuwe, a Dutch River Clay Area. Mededelingen Landbouwhogeschool 69-3, Wageningen, p. 1-47.
HAVINGA, A.J. & A. OP 'T HOF (1975), De Neder-Betuwe, opbouw en ontstaan van een jong rivierkleigebied. Koninklijk Nederlands Aardrijkskundig Genootschap, Geografisch Tijdschrift, Nieuwe Reeks 9, p. 261-277.
HEBINCK, K.A. (2008) Databank van de lithologische opbouw en morfologische ontwikkeling van de Uiterwaarden van de Midden-Waal. Wageningen, Alterra, Alterra-rapport 1678, 38 p.
HETTEMA, H. (1953) Grote Historische Schoolatlas. Zeventiende herziene en vermeerderde druk. N.V. Uitgeversmaatschappij W.E.J. Tjeenk Willink, Zwolle.
HENDERIKX, P.A. (1980) De Lek en de Hollandse IJssel in de vroege Middeleeuwen. Scrinium et scriptura. Opstellen betreffende de Nederlandse geschiedenis aangeboden aan Prof. Dr. J.L. van der Gouw, bij zijn afscheid als buitengewoon hoogleraar in de archiefwetenschap en in de palaeografie van de veertiende tot de zeventiende eeuw aan de Universiteit van Amsterdam. Groningen: Erven Van der Kamp. p. 229-247.
HESSELINK, A.W. (1998) Ontwikkeling van de uiterwaarden langs de Lek, vanaf de 16e eeuw tot heden. ICGrapport 98/7, p. 1-25.
HESSELINK, A.W. (2002), History makes a river: morphological changes and human interference in the Rhine, The Netherlands. Proefschrift Universiteit Utrecht / Netherlands Geographical Studies 292, 190 p.
HESSELINK, A.W, H.J.T WEERTS, H.J.A. BERENDSEN (2003), Alluvial architecture of the human-influenced river Rhine, The Netherlands. Sedimentary Geology, 161, p. 229-248.
HIJMA, M.P., K.M. COHEN, G. HOFFMANN, A.J.F. VAN DER SPEK, E. STOUTHAMER (2009), From river valley to estuary: the evolution of the Rhine mouth in the early to middle Holocene (western Netherlands, Rhine-Meuse delta), Netherlands Journal of Geosciences, 88 (1) p. 13-53.
HOEK, W.Z., K.M. COHEN, F.S. BUSSCHERS & M. VAN DEN BERG (2007), Excursie gids 46e Belgisch-Nederlandse Palynologendagen, Palynologie en geomorfologie van het IJsseldal (13-14 september 2007), 27 p.

HOEK, W.Z. (2008), The Last Glacial - Interglacial Transition. Episodes, 31(2), 226-229.
HUDSON, P.F., H. MIDDELKOOP, E. STOUTHAMER (2008), Flood management along the Lower Mississippi and Rhine Rivers (The Netherlands) and the continuum of geomorphic adjustment. Geomorphology 101, p. 209-236. Special Issue: The 39th Annual Binghamton Geomorphology Symposium: Fluvial Deposits and Environmental History: Geoarchaeology, Paleohydrology, and Adjustment to Environmental Change.
HUISINK, M. (1999), Changing river styles in response to climate change. Examples from the Maas and Vecht during the Weichselian Pleni- and Lateglacial. Proefschrift Vrije Universiteit, Amsterdam.
HUISSTEDEN, J. VAN, M. RAPPOL (1993) Het Kwartair IJstijdvak. Hs 4 in RAPPOL, M. (red.) In de bodem van Salland en Twente. Linqua Terrae, Amsterdam. p.53-68.
HUISSTEDEN, J. VAN, E.T.H. RAN (1993) De laatste ijstijd. Hs 8 in RAPPOL, M. (red.) In de bodem van Salland en Twente. Linqua Terrae, Amsterdam. p.141-164.
KASSE, C., W.Z. HOEK, S.J.P. BOHNCKE, M. KONERT, J.W.H. WEIJERS, M.L. CASSEE & R.M. VAN DER ZEE (2005), Late Glacial fluvial response of the Niers-rhine (western Germany) to climate and vegetation change. Journal of Quaternary Science, 204(4), 377-394.
KEUNEN, L. (in voorb.), Proefschrift WUR, RACM Project Biografie van het landschap: Historische Geografie Oost-Nederlandse bekenlandschap. http://www.racm.nl/content/rubriek-n3-3.asp?toc=n3-3.
KLEINHANS, M.G. (2007) Long-term evolution of meandering channels with adjusting widths downstream of a bifurcation. In: VAN OS, A. (Ed.) Proceedings NCR-days 2007: A Sustainable River System? p. 18-19.
KLEINHANS, M.G., H. R. A. JAGERS, E. MOSSELMAN & C. J. SLOFF (2008), Bifurcation dynamics and avulsion duration in meandering rivers by one-dimensional and three-dimensional models, Water Resources Research 44, W08454.
KLEINHANS, M.G., H.T. WEERTS, K.M. COHEN (in press) Avulsion in action: reconstruction and modelling sedimentation pace and upstream flood water levels following a Medieval tidal-river diversion catastrophe (Biesbosch, The Netherlands, 1421–1750 AD). Geomorphology.
KOOISTRA, M.J., L.I. KOOISTRA, P. VAN RIJN, U. SASS-KLAASSEN (2006) Woodlands of the past — The excavation of wetland woods at Zwolle-Stadshagen (the Netherlands): Reconstruction of the wetland wood in its environmental context. Netherlands Journal of Geosciences 85 (1), p. 37-60.
LODIERS, S. (2008) De Oorsprong van de Waalsprong. Toelichtend rapport bij Geomorfogenetische kaart van de Waalsprong, Nijmegen: Gem. Nijmegen. 50 p. Met bijdragen van E. Heuncks & K.M. Cohen.
LOUWE KOOIJMANS, L.P. (1974) The Rhine/Meuse Delta. Four Studies on its Prehistoric Occupation and Holocene Geology. Proefschrift, Universiteit Leiden / Analecta Praehistorica Leidensia 7, 421 p.
MAAS, G.J., H.P. WOLFERT, M.M. SCHOOR, & H. MIDDELKOOP (1997) Classificatie van riviertrajecten en kansrijkdom voor ecotopen. Een voorbeeldstudie vanuit historisch-geomorfologisch en rivierkundig perspectief. SC-DLO Rapport 552, p. 1-157.
MAKASKE, B. (1998) Anastomosing rivers - Forms, processes and sediments. Proefschrift, Universiteit Utrecht. KNAG/Faculteit Ruimtelijke Wetenschappen, Netherlands Geographical Studies 249, 287 p.
MAKASKE, B. (2001) Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. Earth Science Reviews 53, p. 149-196.
MAKASKE, B., H.J.A. BERENDSEN, & M.H.M. VAN REE (2007) Middle Holocene avulsion-belt deposits in the central Rhine-Meuse delta, the Netherlands. Journal of Sedimentary Research 77, p. 110-123.
MAKASKE, B., G.J. MAAS, D.G. SMEERDIJK, (2008) The age and origin of the Gelderse IJssel. Netherlands Journal of Geosciences 87 (4), p. 323-337.
MIDDELKOOP, H. (1997) Embanked floodplains in the Netherlands. Geomorphological evolution over various time scales. Proefschrift Faculteit Ruimtelijke Wetenschappen, Universiteit Utrecht / KNAG Nederlandse Geografische Studies 224, 341 p.

MIEDEMA, R. (1987) Soil formation, microstructure and physical behaviour of Late Weichselian and Holocene Rhine deposits in the Netherlands. Proefschrift Landbouwuniversiteit Wageningen, Wageningen, 339 p.
MIEDEMA, F.R.P.M. (2009) Plangebied Noordmanshoek te Wijhe, Gem. Olst-Wijhe. Bureauonderzoek en Inventariserend veldonderzoek (verkennende fase). BAAC rapport V-08.0410.
NEDERLANDS NORMALISATIE INSTITUUT (1989) NEN 5104. Geotechniek - Classificatie van onverharde grondmonsters. Delft: Nederlands Normalisatie Instituut.
OELE, E., W. APON, M.M. FISCHER, R. HOOGENDOORN, C.S. MESDAG, E.F.J. DE MULDER, B. OVERZEE, A. SESÖREN & W.E. WESTERHOFF (1983) Surveying The Netherlands, Sampling Techniques, Maps and their application. Geologie en Mijnbouw 62, p. 355-372.
PAAS, W. & TEUNISSEN, D. (1978) Die geologische Geschichte der Düffel, eine linksniederrheinische Flussaue zwischen Kleve und Nimwegen. Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen, 28, p. 361-398.
PANNEKOEK VAN RHEDEN, J.J. (1936) River-built Levees in the Betuwe. Verhandelingen van het Geologisch Mijnbouwkundig Genootschap, Geologische Serie 11, p. 337-360.
POELMAN, J.N.B. (1981) De Gracht van Drusus? Westerheem 30, p. 20-23.
PONS, L.J. (1954) Het fluviatiele Laagterras van Rijn en Maas. Boor en Spade 7, p. 97-111.
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. ‘s-Gravenhage: Verslagen van Landbouwkundige Onderzoekingen 63.11, Proefschrift Landbouwuniversiteit Wageningen / Bodemkundige Studies 3.
PONS, L.J. (1966) De Bodemkartering van het Land van Maas en Waal en een gedeelte van het Rijk van Nijmegen. Verslagen van Landbouwkundige Onderzoekingen 646, Wageningen: Pudoc. De Bodemkartering van Nederland, deel 22, Wageningen: Stiboka.
PONS, L.J. & P.J.R MODDERMAN (1951) Iets over de bodem en bewoningsgeschiedenis van het rivierkleigebied, in het bijzonder van de Ooypolder. Boor en Spade 4, p. 191-197.
PONS, L.J. & J. SCHELLING (1951) De laatglaciale afzettingen van de Rijn en de Maas. Geologie en Mijnbouw 13, p. 293-297.
PONS, L.J. & WIGGERS, A.J. (1959) De Holocene wordingsgeschiedenis van Noordholland en het Zuiderzeegebied. Deel I. Tijdschrift van het Koninklijk Nederlansch Aardrijkskundig Genootschap, tweede reeks, deel LXXVI (2), p. 104-152.
PONS, L.J. & WIGGERS, A.J. (1960) De Holocene wordingsgeschiedenis van Noordholland en het Zuiderzeegebied. Deel II. Tijdschrift van het Koninklijk Nederlansch Aardrijkskundig Genootschap, tweede reeks, deel LXXVII (1), p. 3-57.
RAPPOL, M. (red.) (1992) In de bodem van Drenthe. Linqua Terrae, Amsterdam. 286 p.
RAPPOL, M. (red.) (1993) In de bodem van Salland en Twente. Linqua Terrae, Amsterdam. 268 p.
SASS-KLAASSEN, U. & E. HANRAETS (2006) Woodlands of the past — The excavation of wetland woods at Zwolle-Stadshagen (the Netherlands): Growth pattern and population dynamics of oak and ash. Netherlands Journal of Geosciences 85 (1), p. 61-71.
SMITH, N.D, T.A. CROSS, J.P. DUFFICY & S.R. CLOUGH (1989) Anatomy of an avulsion. Sedimentology 36:1-23.
SPEK, T., F.D. ZEILER, W. RAAP (1996) Van de Hunnepe tot de Zee, De geschiedenis van het Waterschap Salland. IJsselakademie, Kampen, 264 p.
STEENBEEK, R. (1990) On the balance between wet and dry. Vegetation horizon development and prehistoric occupation; a palaeoecological - micromorphological study in the Dutch river area. Proefschrift Vrije Universiteit, Amsterdam, 267 p.
STEIN, M.A.M. (1986) Rivierverleggingen van Maas en Waal in de omgeving van de Bommelerwaard, sinds de bedijking in de Middeleeuwen. In: BERENDSEN, H.J.A. Ed., Het landschap van de Bommelerwaard. Nederlandse Geografische Studies 10, p. 91-110. (in Dutch).
STIBOKA (1965) De bodem van Nederland. Wageningen: Stichting voor Bodemkartering.
STIBOKA (1966) Bodemkaart van Nederland, schaal 1:50.000. Toelichting bij blad 27 Oost Hattem. Wageningen: Stichting voor Bodemkartering.

STIBOKA (1969) Bodemkaart van Nederland, schaal 1:50.000. Toelichting bij kaartblad 45 West 's Hertogenbosch. Pudoc, Wageningen, p. 162 p.
STIBOKA (1973) Bodemkaart van Nederland, schaal 1: 50.000. Toelichting bij de kaartbladen 39 West Rhenen en 39 Oost Rhenen. Wageningen: Stichting voor Bodemkartering.
STIBOKA (1975) Bodemkaart van Nederland, schaal 1:50.000. Toelichting bij de kaartbladen 40 West Arnhem en 40 O Arnhem. Wageningen: Stichting voor Bodemkartering.
STOUTHAMER, E. (2001) Holocene avulsions in the Rhine-Meuse delta, The Netherlands. Proefschrift Universiteit Utrecht / KNAG Netherlands Geographical Studies 283, 211 p.
STOUTHAMER, E. (2005) Reoccupation of channel belts and its influence on alluvial architecture in the holocene Rhine-Meuse Delta, the Netherlands. In L. GIOSAN & J. BHATTACHARYA (Eds.), River Deltas - Concepts, Models, and Examples (Special Publication, No. 83), p. 319-339.
STOUTHAMER, E. & H.J.A. BERENDSEN (2000) Factors controlling the Holocene avulsion history of the Rhine-Meuse delta (The Netherlands). Journal of Sedimentary Research 70 (5), p. 1051-1064.
STOUTHAMER, E. & H.J.A. BERENDSEN (2001) Avulsion frequency, avulsion duration and interavulsion period of Holocene channel belts in the Rhine-Meuse delta, The Netherlands. Journal of Sedimentary Research, 71 (4), p. 589-598.
STOUTHAMER, E. & BERENDSEN, H.J.A. (2007) Avulsion, an autogenic or allogenic controlled process? Sedimentary Geology, 198, 309-325.
TEUNISSEN, D. (1960) Het middennederlandse heuvelgebied. Proefschrift Universiteit Utrecht, 153 p.
TEUNISSEN, D. (1990) Palynologisch onderzoek in het oostelijke rivierengebied: een overzicht. Medelingen van de Afdeling Biogeologie van de Sectie Biologie van de Katholieke Universiteit van Nijmegen 16, p. 11-26.
TÖRNQVIST, T.E. (1990) Fluvial Activity, Human Activity and Vegetation (2300-600 yr BP) near a Residual Channel in the Tielerwaard (Central Netherlands). Berichten van de Rijksdienst voor het Oudheidkundig Bodemonderzoek (R.O.B.) 40, p. 223-241.
TÖRNQVIST, T.E. (1993a) Fluvial sedimentary geology and chronology of the Holocene Rhine-Meuse delta, The Netherlands. Proefschrift Universiteit Utrecht / KNAG Netherlands Geographical Studies 166, 169 p.
TÖRNQVIST, T.E. (1993b) Holocene alternation of meandering and anastomosing fluvial systems in the Rhine-Meuse delta (central Netherlands) controlled by sea-level rise and subsoil erodibility. Journal of Sedimentary Petrology, 63, p. 683-693.
TÖRNQVIST, T.E. (1994) Middle and late Holocene avulsion history of the River Rhine (Rhine-Meuse delta, Netherlands). Geology 22, p. 711-714.
TÖRNQVIST, T.E., H.J.T. WEERTS & H.J.A. BERENDSEN (1994), Definition of two new members in the upper Kreftenheye and Twente Formations (Quaternary, The Netherlands): a final solution to persistent confusion? Geologie en Mijnbouw 72, p. 251-264.
VAN BEEK, R. (2009) Reliëf in Tijd en Ruimte. Interdisciplinair onderzoek naar bewoning en landschap van Oost-Nederland tussen vroege prehistorie en middeleeuwen. Proefschrift WUR, RACM Project Biografie van het landschap: Archeologie Oost-Nederlandse bekenlandschap, 641 p.
VAN DE MEENE, E.A. (1977) Toelichtingen bij de geologische kaart van Nederland, schaal 1 : 50.000, blad Arnhem Oost (40 O). Haarlem: Rijks Geologische Dienst.
VAN DE MEENE, E.A. (1979) Het ontstaan van de Geldersche IJssel. Koninklijk Nederlands Aardrijkskundig Genootschap, Geografisch Tijdschrift, Nieuwe Reeks 13, p. 202-210.
VAN DE MEENE, E.A. (1980) Geology and geomorphology of a fossil aeolian landscape in the Liemers (Eastern Netherlands). Geologie en Mijnbouw 59, p. 113-120.
VAN DE MEENE, E.A. & W.H. ZAGWIJN (1978) Die Rheinläufe im deutsch-niederländischen Grenzgebiet seit der Saale-Kaltzeit. Ueberblick neuer geologischer und pollenanalytischer Untersuchungen. Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 28, p. 345-359.
VAN DE MEENE, E.A., J. VAN DER STAAY & TEOH LAY HOCK (1979) The Van der Staay suction-corer - a simple apparatus for drilling in sand below groundwater table. Rijks Geologische Dienst, Haarlem, p. 1-15.

VAN DEN AKKER, A.M., C. HAMMING, B.A. MARSMAN & M. KNIBBE (1966) Toelichting Bodemkaart van Nederland, schaal 1:50 000, Blad 27O Hattem. Stiboka, Wageningen, 126 p.
VAN DE PLASSCHE, O., S.J.P. BOHNCKE, B. MAKASKE & J. VAN DER PLICHT (2005) Water-level changes in the Flevo area, central Netherlands (5300–1500 BC): implications for relative mean sea-level rise in the Western Netherlands.
VAN DER HAMMEN, T. & G.C. MAARLEVELD (1952) Genesis and dating of the periglacial deposits at the eastern fringe of the Veluwe. Geologie en Mijnbouw, Nieuwe Serie 14 (2), p. 47-45.
VAN DER SCHANS, R.P.H.P. (1957), Een bodemkartering van de uiterwaarden langs de rivier de Lek tussen Wijk bij Duurstede en Schoonhoven. Wageningen: Stichting voor Bodemkartering, rapport 437.
VAN DER SCHRIER, D.M. (2004), Wanneer de IJssel een rijntak werd en hoe het meer Flevo afwaterde. Westerheem 53 (5), p. 182-189.
VAN DER SCHRIER, D.M. & J.P. VAN DEN BERG (2001) Hoe de Aa te Zwolle weteringen aantrok. In: Overijsselsche Historische Bijdragen 116e stuk, Verslagen en mededelingen van de Vereeniging tot beoefening van Overijsselsch Regt en Geschiedenis, p. 53-83.
VAN DER SLUIJS, P. (1956) Rapport betreffende de bodemgesteldheid van Tielerwaard-West. Wageningen: Stichting voor Bodemkartering, rapport 436.
VAN DE VEN, G.P. (1993) Man-made lowlands. History of water management and land reclamation in the Netherlands. Utrecht: Matrijs, 3rd revised edition.
VAN DE VEN, G.P. (2007) Verdeel en beheers! 300 jaar Pannerdensch Kanaal. Veen Magazines / Rijkswaterstaat. 176 p.
VAN DIEPEN, D. (1954) De bodemgesteldheid van de Maaskant. Verslagen van Landbouwkundige Onderzoekingen 58-9, 1-212. Wageningen: Stiboka.
VAN ES, W.A. & W.A.M. HESSING (Eds.) (1994) Romeinen, Friezen en Franken. Utrecht: Matrijs, Amersfoort: ROB.
VAN ES, W.A. & W.J.H. VERWERS (1978) De opgraving: de grondsporen. Spiegel Historiael 13, (Dorestadnummer), p. 232-241.
VAN HENGST, J.A. (1898) De Lekdijk Benedendams en de IJsseldam. Geschiedenis van dit Hoogheemraadschap vanaf de vroegste tijden tot in de tweede helft der negentiende eeuw. Deel 1: 860-1648. 's-Gravenhage: Swart. Deel 2 en deel 3: see also: VAN ITTERSUM, F.A.R.A.
VAN ITTERSUM, F.A.R.A. (1906-1907) De Lekdijk Benedendams en de IJsseldam. Geschiedenis van dit Hoogheemraadschap vanaf de vroegste tijden, tot in de tweede helft der negentiende eeuw. Deel 2: 1648-1795. Deel 3: 1795-1905. Utrecht: Swart.
VAN STAALDUINEN, C.J. (1979) Toelichtingen bij de geologische kaart van Nederland 1: 50.000, blad Rotterdam West (37W). Haarlem: Rijks Geologische Dienst.
VAN ZIJVERDEN, W. (2008) Prehistorische bewoningsdynamiek tussen het IJsseldal en de Hattemse stuwwal. De fysisch-geografische resultaten van de "Hanzelijn" en "Bedrijventerrein-zuid" projecten nabij Hattemerbroek (Gld.). NOaA Lezing 12-12-2008, RACM Amersfoort.
VERBRAECK, A. (1970) Toelichtingen bij de geologische kaart van Nederland, schaal 1: 50.000, blad Gorinchem Oost (38O). Haarlem: Rijks Geologische Dienst.
VERBRAECK, A. (1974) The Genesis and Age of the Riverdunes (Donken) in the Alblasserwaard. Mededelingen Rijks Geologische Dienst, Nieuwe Serie 25, p. 1-8.
VERBRAECK, A. (1975) Ice-Pushed Ridges in the Eastern Part of The Netherlands River Area. Geologie en Mijnbouw 54, p. 82-84.
VERBRAECK, A. (1984) Toelichtingen bij de Geologische kaart van Nederland, schaal 1:50.000, bladen Tiel West (39W) en Tiel Oost (39O). Haarlem, Rijks Geologische Dienst.
VERBRAECK, A. (1990) De Rijn aan het einde van de laatste ijstijd: De vorming van de jongere afzettingen van de Formatie van Kreftenheye. Geografisch Tijdschrift Nieuwe Reeks XXIV (4), p. 328-340.
VERMEULEN, B. (2002) Het middeleeuwse tolhuis end e middeleeuwse landweer aan de Snipperlingsdijk te Deventer. Rapportages Archeologie Deventer, 10.
VOLLEBERG, K.P. & E. STOUTHAMER (2008a) Geomorfologisch onderzoek Ruimte voor de Rivieren, Deventer, Bolwerksweide, Ossenwaarden en De Worp. Gem. Deventer. 51 p. Dept. Physical Geography, Univ. Utrecht voor Archeologie Deventer, Gem. Deventer. 58 p. + bijlage.

VOLLEBERG, K.P., & E. STOUTHAMER (2008b) Geomorfologisch onderzoek Ruimte voor de Rivieren, Deventer, Keizers- en Stobbenwaarden. Gem. Deventer. 52 p. Dept. Physical Geography, Univ. Utrecht voor Archeologie Deventer: Gem. Deventer.
WALLINGA, J., (2001) The Rhine-Meuse system in a new light: optically stimulated luminescence dating and its application to fluvial deposits. Proefschrift Universiteit Utrecht / KNAG Netherlands Geographical Studies 290, 180 p.
WEERTS, H.J.T. (1996) Complex confining layers. Architecture and hydraulic properties of Holocene and Late Weichselian deposits in the fluvial Rhine-Meuse delta, The Netherlands. Proefschrift Universiteit Utrecht /KNAG Netherlands Geographical Studies 213, 189 p.
WEERTS, H.J.T. & H.J.A. BERENDSEN (1995) Late Weichselian and Holocene fluvial palaeogeography of the southern Rhine-Meuse delta (The Netherlands). Geologie en Mijnbouw 74, p. 199-212.
WESTERHOFF, W.E., WONG, TH.E., & E.F.J. DE MULDER (2003). Opbouw van de ondergrond. In: DE MULDER, E.F.J., M.C. GELUK, I.L. RITSEMA, W.E. WESTERHOFF & TH.E. WONG, (Eds.): De Ondergrond van Nederland. Wolters-Noordhoff, p. 247-352.
WIGGERS, A.J., (1955) Het Ontstaan van de Noordoostpolder, Tjeenk Willink NV, Zwolle, The Netherlands.
WIERSMA, A. (2008) Character and causes of the 8.2 ka climate event: comparing coupled climate model results and palaeoclimate reconstructions. Proefschrift Vrije Universiteit, Amsterdam, 159 p.
WILLEMS, W.J.H. (1986) Romans and Batavians. A Regional Study in the Dutch Eastern River Area. Proefschrift, Universiteit van Amsterdam, 331 p.
WILLEMSE, N. (2008) Land in lagen. De geschiedenis van het Oost-Nederlandse beekdallandschap. Hs 6 In: Archeologie en beekdalen: schatkamers vna het verleden. Matrijs i.s.m. RACM. ISBN 978-90-5345-3490, p. 88-105.
WOLFERT, H.P. (2001), Geomorphological change and river rehabilitation: case studies on lowland fluvial systems in The Netherlands. PhD thesis, Utrecht University / KNAG. Alterra Scientific Contributions 6, 200 p. 128.
WOLFERT, H.P. & G.J. MAAS (2007), Downstream changes of meandering styles in the lower reaches of the River Vecht, the Netherlands. Netherlands Journal of Geosciences, 86 (3), p. 257-271.
ZAGWIJN, W.H. (1974) The Paleogeographic Evolution of The Netherlands during the Quaternary. Geologie en Mijnbouw 5, p. 369-385.
ZAGWIJN, W.H. (1975) De palaeogeografische ontwikkeling van Nederland in de laatste drie miljoen jaar. Koninklijk Nederlands Aardrijkskundig Genootschap, Geografisch Tijdschrift, Nieuwe Reeks 9, p. 181-201.
ZAGWIJN, W.H. (1986) Nederland in het Holoceen. 's-Gravenhage: Staatsdrukkerij, 46 p.
ZAGWIJN, W.H. & C.J. VAN STAALDUINEN, Eds. (1975) Geologische overzichtskaarten van Nederland. Haarlem: Rijks Geologische Dienst.
ZONNEVELD, I.J. (1960) De Brabantse Biesbosch, a study of soil and vegetation of a freshwater tidal delta. Vol. AC. Published PhD-thesis Wageningen Agricultural University. PUDOC Centrum voor Landbouwpublicaties, Wageningen, The Netherlands.

Dankwoord

Met betrekking tot het onderzoek Zand in Banen, in het bijzonder de uitbreiding in het IJsselgebied en omstreken, zijn de auteurs voor informatie-uitwisseling en assistentie in het veld dank verschuldigd aan de volgende personen: B. Akkers, N. van Asch, S. van Asselen, R.T. van Balen, R. van Beek, J. Beltman, M. van den Berg, M. Bierkens, M.J.T. Bouman, I. Bos, J.H.A. Bos, E. ten Broeke, F.S. Busschers, F. Bunnik, L.S. Cohen, G. Erkens, H. van Essen, M. van Dinter, B. van Geel, M. Groothedde, M.J.P. Gouw, J. Gudden, M. Hendriks, C. Kasse, F.H. Kievits, M.G. Kleinhans, Q.J. Lodder, S. Lodiers, B. Makaske, H. Middelkoop, C. Romkes, C. Roosendaal, U. Sass-Klaassen, E. Schorn, J. Schokker, W.H.J. Toonen, K.P. Volleberg, P. Vos, H.J.T. Weerts, N. Willemse, J. Wallinga en W. van Zijverden.

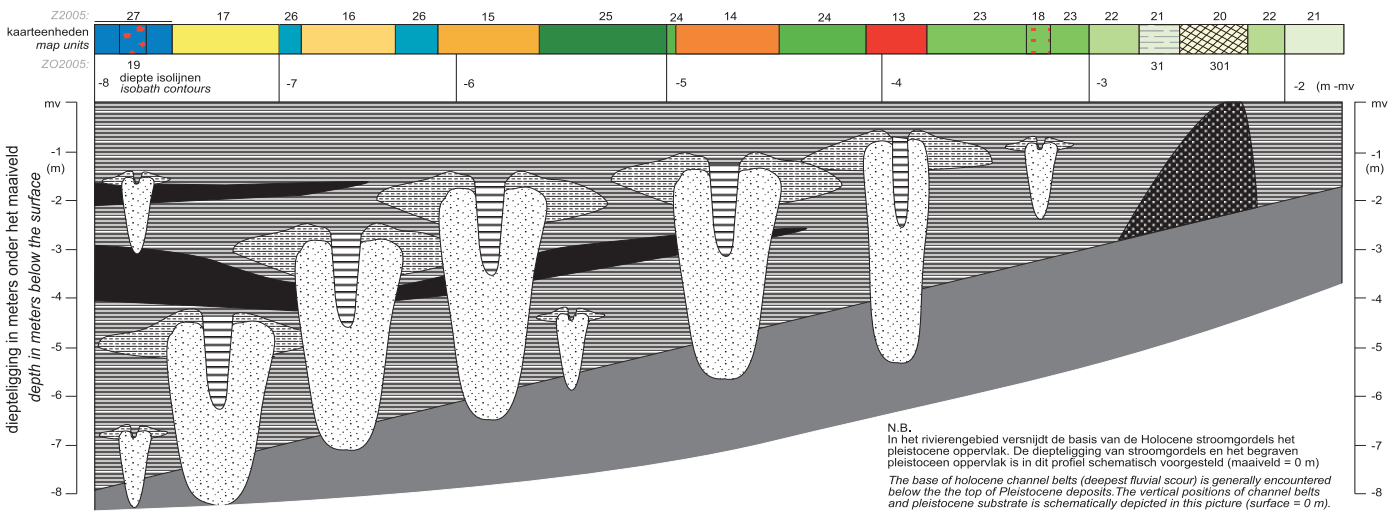
Voor assistentie in de diverse fasen worden verder de volgende UU studenten / studentassistenten van harte bedankt: J. van Dijk, L. Haaring, J. Hoekstra, T. de Haas, M. van der Hoeven, S. Holstege, R. Hoogland, J. IJmker, M. Jansen, Ph. Minderhoud, W. Nijhof, M. Verschuren, J. de Vries en alle deelnemende BSc-studenten aan het veldwerk Laaglandgenese in 2005, 2006, 2007, 2008 en 2009.

Voor technische assistentie in de diverse fasen is veel dank verschuldigd aan A. Berendsen, A. Van Hoesel, R. Quak, K.P. Volleberg en M. Zeylmans van Emmichoven.

Het onderzoek Zand in Banen is sterk verbonden aan het onderzoek en onderwijs in het Gelders rivierengebied van Henk Berendsen († 14 mei 2007). De uitbreiding van het bestreken gebied, het verbeterde inzicht in de ontstaanswijze van het rivierengebied en haar ondergrond en de nieuwe mogelijkheden dit toe te passen waren niet mogelijk geweest zonder zijn voorwerk in de jaren 1973-2001 en zijn inzet daarna om vervolgonderzoek te blijven doen en nuttig gebruik van kennis van de delta-ondergrond te promoten.

Kim Cohen
Esther Stouthamer
Wim Hoek
Henny Kempen

December, 2009



Zanddieptekaart

Zand in Banen (2009)

Alle zanddieptes zijn gegeven ten opzichte van het maaiveld (= -mv)
De bovenkant van het zandpakket wordt aangetroffen tussen:

Stroomgordels in uiterwaarden

1	0 - 1.0 m -mv	*rivierzand*
2	1.0 - 2.0 m -mv	
3	2.0 - 3.0 m -mv	
4	3.0 - 4.0 m -mv	
5	4.0 - 5.0 m -mv	
6	5.0 - 6.0 m -mv	
7	6.0 - 7.0 m -mv	
8	7.0 - 8.0 m -mv	
9	8.0 - 9.0 m -mv	
10	9.0 - 10.0 m -mv	

Stroomgordels buiten de uiterwaarden

13	0 - 1.0 m -mv	*rivierzand*
14	1.0 - 1.5 m -mv	
15	1.5 - 2.0 m -mv	
16	2.0 - 3.0 m -mv	
17	3.0 - 6.0 m -mv	

Zandige lagen boven het vaste zand

De ingeschakelde zandige laag is 0.5 - 2.0 m dik

18	*	0 - 1.0 m -mv	*crevassezand*
19	*	0 - 2.0 m -mv	

Pleistocene afzettingen

401	*	0 - 1.0 m -mv	*afspoelingswaaierzand*
20		0 - 1.0 m -mv	*rivierzand*
21		1.0 - 2.0 m -mv	
22		2.0 - 3.0 m -mv	
23		3.0 - 4.0 m -mv	
24		4.0 - 5.0 m -mv	
25		5.0 - 6.0 m -mv	
26		6.0 - 7.0 m -mv	
27		7.0 - 8.0 m -mv	
28		8.0 - 9.0 m -mv	
29		9.0 - 10.0 m -mv	
30		10.0 - 11.0 m -mv	

Eolisch zand op rivierzand

300	*	0 - 1.0 m -mv	*dekzand, rivierduinzand*
301	*	zand aan het maaiveld, eolisch pakket dikker dan 1.0 m	
302	*	zand aan het maaiveld, eolisch pakket dikker dan 2.0 m	
31	*	1.0 - 2.0 m -mv	
42	*	0 - 1.0 m -mv met storend siltig pakket 1 - 2 m -mv	
501	*	dagzomend	*jong rivierduinzand (Laat Holoceen)*

Diversen

32	Antropogeen verstoord
33	Niet gekarteerd
99	Water

provincie Gelderland

Universiteit Utrecht

Provincie Gelderland
Markt 11
Postbus 9090
6800 GX Arnhem
T (026) 359 90 00
www.gelderland.nl

Universiteit Utrecht
Dept. Fysische Geografie
Postbus 80. 115
3508 TC Utrecht
T (030) 253 2749
www.geo.uu.nl