



Sporen van gletsjers, landijs en permafrost

EDUARD KOSTER¹ &
JAAP J.M. VAN DER MEER²

¹ FACULTEIT GEOWETENSCHAPPEN,
UNIVERSITEIT UTRECHT
HEIDELBERGLAAN 2
3584 CS UTRECHT
WARD-KOSTER@PLANET.NL
² SCHIPPERSLAAN 38
1442 AB PURMEREND
(SCHOOL OF GEOGRAPHY, QUEEN
MARY, UNIVERSITY OF LONDON),
J.MEER@QMUL.AC.UK

Alle klimaatscenarios, die in de opeenvolgende rapporten van het Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) zijn gepubliceerd, wijzen uit dat de voorspelde opwarming in gebieden op hoge breedtegraden tweemaal zo sterk zal zijn als de wereldgemiddelde temperatuurstijging, die geschat wordt op 2-4,5 °C in de periode 2000-2100 (Houghton, 2009). Een toename van de gemiddelde jaartemperatuur zal grote gevolgen hebben voor alle vorst-dooi processen, en de verbreiding van zeeijs, landijs, gletsjers, permafrost, meerijs, rivierijs en sneeuw. Bovendien zal de daarmee gepaard gaande verlenging en opwarming van het groeiseizoen verschuivingen in vegetatiezones van potentieel honderden kilometers in horizontale zin en van honderden meters in hoogteligging tot gevolg hebben. Al deze veranderingen in de cryosfeer zijn verantwoordelijk voor een complex van onderling afhankelijke neveneffecten zoals het vochtregime in de bodem, watererosie op hellingen, rivierafvoeren, aardverschuivingen en thermokarst (Boer & Koster, 1992). Ter vergelijking kan vermeld worden dat palaeoklimatologisch onderzoek heeft uitgewezen dat de gedurende het Pleisto-



ceen opgetreden grote klimaatveranderingen van natuurlijke oorsprong zelfs gekenmerkt werden door wereldgemiddelde temperatuurveranderingen in de orde van 5 à 6°C. Regionale temperatuurveranderingen zijn echter nog aanzienlijk groter geweest. Bij voorbeeld, op grond van pollenanalyse respectievelijk studie van fossiele periglaciaire verschijnselen in Nederland wordt aangenomen dat de gemiddelde zomer- en wintertemperaturen gedurende het koudste deel van het Weichselien (het Boven-Pleniglaciaal) meer dan 10°C lager waren dan thans. De recente afname van gletsjervolumes op talloze plaatsen op aarde en de sterk verminderde verbreiding van Arctisch zeeijs, vooral gedurende de zomermaanden, net zoals de toename van bodemtemperaturen in permafrostgebieden vormen sterke aanwijzingen voor de huidige “antropogene” klimaatverandering. Dit alles heeft een geweldige opleving teweeggebracht van vergelijkende studies naar sporen van landijs, gletsjers en permafrost uit de laatste glacialen van het Pleistoceen.

Verbreiding van de cryosfeer

De cryosfeer als subsysteem van de Aarde omvat alle voorkomens van tijdelijke sneeuw, gletsjers en ijskappen, inclusief shelfijs, permafrost, tijdelijk bevroren grond, rivier- en meerijs, en zeeijs. De component tijdelijk bevroren grond bestaat het grootste areaal tot ca. $5,2 \cdot 10^7 \text{ km}^2$ = ca. 50 % van het landoppervlak van het noordelijk halfrond. Een navenant groot landoppervlak op het noordelijk halfrond van $4,7 \cdot 10^7 \text{ km}^2$ heeft een sneeuwdek in de winter, terwijl de zomerbedekking slechts $5 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ bedraagt. Ijskappen nemen het grootste volume in beslag, namelijk ca. $3,3 \cdot 10^7 \text{ km}^3$ = ca. 98,5 % van het totale volume van de cryosfeer. De resterende 1,5 % van de cryosfeer is echter, gezien de gigantische verbreiding en de grote gevoeligheid voor veranderingen in externe factoren, van minstens zo grote betekenis. In afnemende orde van grootte nemen permafrost, zeeijs, gletsjerijs, meer- en rivierijs en sneeuw 0,9 %, resp. 0,3, 0,2, 0,1 en 0,1 % van het cryosfeervolume in (Slaymaker & Kelly, 2007). De ijskappen op Oost- en



AFBEELDING 1. | De verbreiding van permafrost op het noordelijk halfrond rond 1980/90. Bron: Ehlers, 1996, naar Péwé, 1983.

	Antarctica	Groenland	gletsjers/kleine ijskappen	totaal
areaal (10^6 km^2)	11,9-12,5	1,6-1,7	0,55	ca 14,9
volume (10^6 km^3)	29,3	2,9	0,11-0,20	
maximale dikte (m)	2800-4500	3200		
gemiddelde dikte (m)	2,500	1,575	200	
gemiddelde hoogte (m)	2,000	2,080	onbepaald	
equivalent zeeniveau	65	7	0,35	

TABEL 1. | Fysieke karakteristieken van ijskappen en gletsjers (volgens diverse bronnen). Met “equivalent zeeniveau” wordt bedoeld: het aantal meters zeespiegelstijging dat het gevolg zou zijn van volledig afsmelten.

	landoppervlak x 10^6 km^2	permafrost %	permafrost x 10^6 km^2
noordelijk halfrond	100,3	20-25	20-25
continue permafrost			7,6
discontinue permafrost			17,3
alpiene permafrost			2,3

(voorm.) USSR	22,4	50	11,0-11,2
Mongolië			0,8
Canada	9,9	50	4,9-5,7
China	9,6	22	2,1
Groenland	2,2	99	1,6-2,2
Alaska VS	1,5	82	1,2-1,5

TABEL 2. | Globale schattingen van de omvang van het terrestrische permafrost-areaal op het noordelijk halfrond (NH) (volgens diverse bronnen).

West-Antarctica, inclusief een groot gebied van shelfijs, omvatten ca. 87 % van het ijs op aarde, terwijl de Groenlandse ijskap 9 % inneemt. Enkele fysische kenmerken van ijskappen en gletsjers zijn samengevat in tabel 1. Interessant is de constatering dat potentiële zeeniveaustijgingen van 65 en 7 m gerelateerd worden aan het geheel verdwijnen van de Antarctische resp. Groenlandse ijskap, overigens zonder dat hierbij andere factoren zoals hydro- en glacio-isostatische bodembewegingen in rekening zijn gebracht. Het is overigens bekend dat afsmelting van de Antarctische en Groenlandse ijskappen slechts een ondergeschikte betekenis heeft gehad voor de snelle en grote zeeniveaustijging bij het aflopen van de laatste ijstijd.

Het totale areaal aan permafrostgebieden op het noordelijk halfrond bedraagt 20-25% van het landoppervlak (Tabel 2). Bovendien komt er ook nog over een groot gebied van minstens één miljoen km^2 langs de kusten van Siberië, Alaska en Noord-Canada sub-mariene permafrost voor (Afb. 1). Deze relictpermafrost is grotendeels van terrestrische oorsprong omdat het ontstaan is gedurende de koudste delen van het Weichselian toen het zeeniveau meer dan 100 m lager stond dan thans. Het overgrote deel van de permafrostgebieden ligt



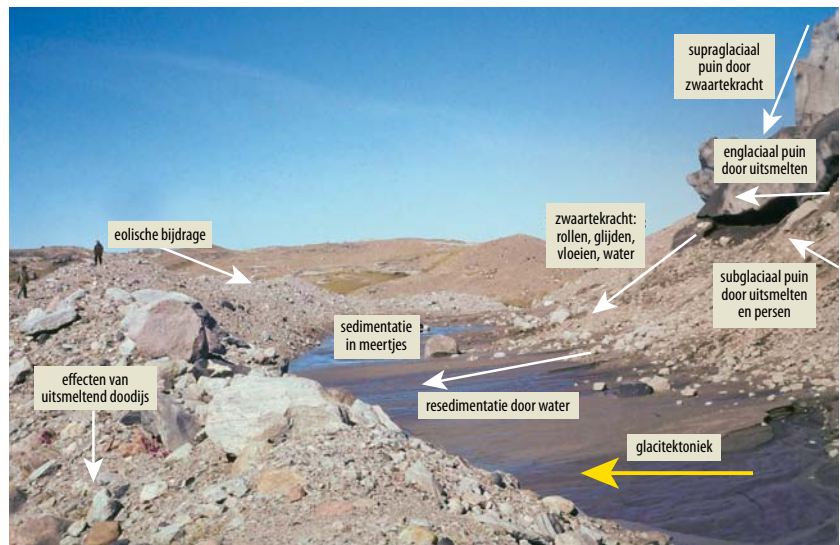
op het noordelijk halfrond, boven de 55° NB, met uitzondering van een omvangrijk gebied op het Tibetaanse plateau met alpiene of hooggebergte-permafrost. Globale schattingen van de omvang van gebieden met permafrost staan samengevat in tabel 2. Tot slot, wordt in dit beknopte overzicht van de omvang van de cryosfeer gerefererd aan de thans spectaculair snelle afname van de dikte en uitbreiding van het zomer-zeeijs in de Arctische Oceaan. Volgens Houghton (2009) hebben satellietwaarnemingen, die plaatsvonden vanaf 1979, aangetoond dat de verbreiding van het zomer-zeeijs sindsdien met ca. 10% per decade is afgenomen. Sinds in 2010 met behulp van de Europese Cryosat-2 satelliet nog nauwkeuriger wordt gemeten, blijkt echter dat de recente afname nog veel sneller verloopt; in september 2012 werd een absoluut minimum bereikt in de omvang van het zeeijs van $3,4 \cdot 10^6$ km², terwijl dit nog $7,2 \cdot 10^6$ km² bedroeg in 1979. De afvoervariaties en de tijdelijke verdeling van rivierijs op de grote rivieren, die uitmonden in de Arctische Oceaan, hebben uiteraard



AFBEELDING 2. | *Kwarsiet, omhoog geperst door subglaciaal water onder hoge druk. De ruimte tussen en onder de kwarsietbanken is vervolgens opgevuld met till. Locatie Farrihy Bay, Co Clare, Ierland.*



AFBEELDING 3. | *Een kleine fijnkorrelige flute op een grove bedding. Het schone ijs laat zien dat dit subglaciale sediment niet uit het ijs komt, maar gevormd is door processen in de bedding zelf. Locatie Turtmannletsjer, Zwitserland.*



AFBEELDING 4. | *Zijmorene van de Leverett gletsjer in ZW Groenland laat zien dat diverse processen bijdragen aan de vorming.*

een grote invloed op de toestroom van zoetwater naar de oceaan. De debieten van de (sub)Arctische rivieren zijn enorm; de grootste rivieren in afnemende volgorde van debiet (in km³/jr) zijn de Yenisey (603), de Lena (525), de Ob (404), de Mackenzie (333) en de Yukon (210). In totaal varieert de jaarlijkse afvoer van alle rivierbekkens rondom de Arctische Oceaan van 4.700–5.950 km³ met een gemiddelde waarde voor de periode 1921–2000 van 5.250 km³. Het zoutgehalte van het ondiepe water in de Arctische Oceaan is dan ook aanzienlijk lager dan elders in de wereld.

Dynamiek van ijskappen en gletsjers

Het traditionele beeld van gletsjers en ijskappen is dat ze de ondergrond eroderen, het geërodeerde materiaal in hun basis opnemen en het vervolgens ergens benedenstrooms in verschillende vormen weer afzetten. Maar hoe gaat dat eroderen nu eigenlijk in zijn werk? Ijs is zachter dan gesteente en zal er dus overheen vloeien, en als we in de Alpen in het voorland van een gletsjer kijken dan zien we inderdaad krassen (*striae*) op het gesteente, die aantonen dat het ijs met al het daarin opgesloten puin er overheen is gegleden. Maar ook dat puin moet nog steeds eerst ergens geërodeerd worden en dat kan alleen als het onderaan het ijs vast vriest. Om dat mogelijk te maken moet er eerst water aanwezig zijn, dat in het gesteente dringt en vervolgens bevriest. Dat water kan gevormd worden door de druk van het ijs dat tegen een obstakel aanloopt, of het is smeltwater dat onder het ijs stroomt. Omdat dat water zich onder hoge druk bevindt, is het in staat om rotsen en stenen binnen te dringen en uit elkaar te duwen (Afb. 2) en de losse delen klaar te maken voor transport in en onder de gletsjer. Het is het water dat de erosie veroorzaakt en niet het ijs zelf. Dit geldt niet alleen voor vast gesteente maar ook voor sedimenten. Alleen is het bij sedimenten niet zo eenduidig, omdat deze met water verzadigd kunnen worden en vervolgens als een soort pap onder het ijs vooruitgeperst kunnen worden, zoals we tegenwoordig weten.

Puin en sedimenten, die in het ijs worden meegevoerd, doen dat tamelijk statisch. Maar omdat de snelheid van de gletsjer naar beneden toe afneemt, beweegt niet al het puin met dezelfde snelheid en kan het in botsing met elkaar komen. Maar ook dan gebeurt er niet veel omdat het ijs nog steeds zachter is dan het puin en er dus omheen stroomt. Alleen als het materiaal ergens vast blijft zitten kan de druk hoog genoeg worden om het puin verder op te breken. Het overgrote deel van het transport vindt onder de gletsjer plaats in de vorm van een “*deforming bed*”, de grondmorene. Dit kan makkelijk gezien worden aan die gletsjers, die uit schoon ijs bestaan maar toch op een sedimentbed liggen (Afb. 3). Daarnaast is er transport van puin op het ijs (supraglaciaal), maar dat kan alleen als er een bron voor het puin bestaat die boven het ijs uitsteekt. Tussen *basaal* (onder de gletsjer), *englaciaal* (in de gletsjer) en *supraglaciaal* (bovenop de gletsjer) puin bestaan be-



perkte mogelijkheden tot uitwisseling, maar eigenlijk gebeurt dat alleen dicht bij de snuit van de gletsjer en daar waar verschillende gletsjers samenkomen.

De enige directe glaciële afzetting is *till*, vroeger aangeduid als keileem of grondmorene. Er bestaat een uitvoerige classificatie van tills, gebaseerd op al dan niet actieve afzetting van het puin in en op het ijs. Maar tegenwoordig wordt er overwegend van uitgegaan dat till onder het ijs ontstaat en meegevoerd wordt (*"traction till"*; Van der Meer *et al.*, 2003; Benn & Evans, 2010), terwijl de bijdrage van puin, dat daadwerkelijk *in* het ijs opgenomen is geweest, gering is.

Toch komt er een aantal verschillende glaciële terreinvormen voor en daarbij moeten we een onderscheid maken tussen terreinvormen, die *onder* en die *voor of langs* het ijs ontstaan zijn. Onder het ijs ontstaan glaciële vormen door bewerking van de till, vaak door stroomlijning in de vorm van *drumlins*, *flutes* en *megaflutes*. Daarnaast bestaat er een groot aantal verschillende transversale vormen, zoals morenes die dwars op de stroomrichting van het ijs staan (Benn & Evans, 2010). Over de vorming van drumlins is al een bibliotheek vol geschreven, alhoewel we van het ontstaan van de transversale vormen nog steeds niet veel begrijpen.



AFBEELDING 5. | Eskers in centraal Ierland. A: Typische smalle, slingerende esker bij Slieve Dart (locatie ten NO van Tuam in midden Ierland). De inzet toont de onregelmatige, grove vulling, typisch voor een hoog-energetische tunnelvulling. B: De flank van een esker bij Knockanarra (locatie nabij Ballyhaunis, midden Ierland). De regelmatige fijnkorrelige opvulling is een deltaïsche afzetting, die in open water gevormd is.

Randglaciële vormen zijn bijvoorbeeld zijmorenes, eindmorenes en stuwwallen. Dit zijn allemaal complexe vormen, die deels uit door smeltwater aangevoerde sedimenten bestaan, deels uit opgestuwde niet-glaciële sedimenten en deels uit van elders aangevoerde fluviale en eolische sedimenten (Afb. 4). Dit geldt ook voor stuwwallen, die zelfs uit vast gesteente kunnen bestaan.

Fluvio-glaciële processen

Zoals we hiervoor al gezien hebben, speelt smeltwater een belangrijke rol in glaciële erosie door gesteente op te breken en daarmee klaar te maken voor (sub)glaciële transport. Daarnaast kan het smeltwater ook directe erosie veroorzaken, zeker van sedimenten. Maar daarvoor moet in de eerste plaats voldoende water beschikbaar zijn. Water dat als een dunne film onder het ijs beweegt zal, zelfs als het onder hoge druk staat, niet veel erosie veroorzaken. Maar het water onder een gletsjer is vaak georganiseerd in boomvormig patroon. Het water begint zich te concentreren in kleine stroompjes, die net als takken van een boom steeds meer samenkomen tot het uiteindelijk een grote tunnel vormt (de stam van de boom). Afhankelijk van de grootte van de gletsjer kunnen er meerdere van deze systemen naast elkaar bestaan (Benn & Evans, 2010). Aangezien dit water nog steeds onder grote druk staat, kunnen dergelijke stromen ook kanalen in de ondergrond uitslijpen, zelfs in vast gesteente. Een kleine bijdrage aan de totale erosie wordt geleverd door subglaciële oplossing, met name van kalksteen.

Bekijken we de gletsjer in driedimensionale vorm, dan zien we dat vanaf de sneeuwgrens smeltwater over het oppervlak van de gletsjer stroomt, maar dat dit water zelden de snuit van de gletsjer bereikt. Meestal verdwijnt dit water in een spleet of in een verdwijngat. Na verloop van tijd bereikt dit water de gletsjerbedding waar het samenkomt met subglaciële smeltwater dat gletsjeropwaarts is gevormd. Een dergelijk samenhangend smeltwatersysteem wordt in de wintermaanden grotendeels vernield en moet zich vanaf het voorjaar opnieuw vormen. Het is dus niet het hele jaar actief of functioneel. Het supraglaciële smeltwater voert een deel van het daar aanwezige puin mee en voert dit sediment

het gletsjerlichaam in. Als het puin in een spleet blijft steken, bereikt het nooit de bedding, maar wordt uiteindelijk aan de snuit van de gletsjer gedumpt in de vorm van een *kame*. Maar het puin dat in de hoofdtunnels wordt vervoerd kan daar ook worden afgezet en als het ijs er omheen uiteindelijk afsmelt blijft er een langgerekte, slingerende rug over met een chaotische opbouw: een *esker*. In het verleden zijn veel eskers geïnterpreteerd als zijnde dergelijke tunnelopvullingen (Afb. 5A). Maar tegenwoordig weten we dat vele van deze “eskers” niet onder het ijs zijn gevormd, maar in open ruimtes tussen verschillende gletsjerlobben (Afb. 5B). Echte eskers, die als de voeding van deze *interlobate*-vormen kunnen worden gezien, zijn er veel minder.

Als een gletsjer een morenewal heeft gevormd en vervolgens door afsmelting ruimte vormt tussen het ijs en de morene, kan die ruimte door smeltwater worden opgevuld en vormt zich een zogenaamd *kameterras*. Vaak vertonen dergelijke terrassen depressies als gevolg van uitsmeltende blokken doodijs. Afbeelding 6 laat een uitzonderlijk voorbeeld van doodijs-morfologie zien nabij de IJslandse vulkaan Eyjafjallajökull. Tot de uitbarsting van de Eyjafjallajökull in 2010 was deze vlakte een door morenes afgedamd meer. De uitbarsting vulde het meerbekken met sediment en met brokken gletsjerijs. Het ijs is nog steeds aan het afsmelten en daardoor zijn onder andere de typische ronde meren gevormd. Als het smeltwater van een gletsjer wegstroomt, vormen zich uitgestrekte smeltwatervlaktes gekenmerkt door een groot aantal vlechtende en ondiepe rivierarmen. Deze riviertakken verplaatsen zich snel als gevolg van het voortdurend variërende aanbod van smeltwater en sediment (Afb. 7). Dergelijke smeltwatervlaktes staan bekend als sanders¹, waarbij we, als een sander in geaccidenteerd terrein is gelegen, over een dalsander spreken.

Periglaciale processen

De term “periglaciaal”, die door Poolse geomorfologen in het begin van de twintigste eeuw is geïntroduceerd, heeft betrekking op een reeks van koude, niet-glaciale processen zonder dat daar een strikte temperatuurgrens



AFBEELDING 6. | Sandervlakte met doodijs, begrensd door reusachtige zijmorenes, locatie Gigjökull, IJsland (foto: 2012).

aan wordt verbonden. Het begrip “geocryologie” daarentegen wordt gebruikt voor de studie van de cryosfeer, d.w.z. het voorkomen van ijs- en sneeuw en bevroren materiaal zoals permafrost, met een meerjarig lagere temperatuur dan 0 °C. Geschat wordt dat thans 25% van het landoppervlak, grotendeels bestaande uit sub-arctische en boreale bossen, arctische toendra en polaire woestijnen, periglaciale condities kent. Permafrostgebieden worden ingedeeld in zones (Afb. 1):

- a) een zone met continue permafrost (90-100%), d.w.z. op alle locaties aanwezig onafhankelijk van regionale omgevingsfactoren;
- b) discontinue permafrost (50-90%), d.w.z. alleen op locaties die daarvoor geschikt zijn;
- c) sporadische permafrost (10-50%);
- d) geïsoleerde permafrost (0-10%);
- e) alpiene permafrost in gebergten op grotere hoogte, en
- f) sub-mariene permafrost.

Vroeger werden de begrenzingen van deze zones wel gekoppeld aan bepaalde gemiddelde jaarisothermen (periglaciaal < +3 °C; continue < -6/8 °C; discontinue < -½ °C), maar vanwege de grote invloed van lokale en regionale factoren mag hier niet teveel betekenis aan gehecht worden. Volgens French (2007) werd een additioneel percentage van 20-25% van het landoppervlak gedurende de koudste fasen van het Pleistoceen gekenmerkt door vorst- en permafrost-condities.

Bodemijs en permafrost

De permafrostterminologie en het schematische verloop van de bodemtemperatuur wordt geïllustreerd in afbeelding 8A. Naast de geothermische gradiënt wordt het verloop van de winter- en zomertemperatuur weergegeven. Deze drie lijnen komen samen in een punt dat het niveau van *zero jaarlijkse amplitude* wordt genoemd. Dit niveau ligt, afhankelijk van de sterkte van de geothermische gradiënt, die op zijn beurt weer afhankelijk is van de materiaaleigenschappen van de ondergrond, op een diepte variërend van 6-16 m. Stel dat in het voorbeeld van afbeelding 8A de temperatuur aan het bodemoppervlak ca. -4 °C is, meestal overeenkomend met een luchttemperatuur van ca. -7 °C (± 2 °C) en stel dat de geothermische gradiënt 1°C/30 m bedraagt, dan leidt extrapolatie van deze waarden in dit hypothetische geval tot een diepteligging van de permafrostbasis van 120 m. De geothermische gradiënt varieert normaliter van ca. 1 °C/22 m voor een zeer weinig ijs bevattende ondergrond tot ca. 1 °C/60 m voor een zeer ijsrijke ondergrond.

Permafrost is per definitie uiterst gevoelig voor temperatuurveranderingen en daarmee gerelateerde veranderingen in vegetatiebedekking, dikte en duur van het sneeuwdek, vochtcondities van de bodem, frequentie van bosbranden, etc.

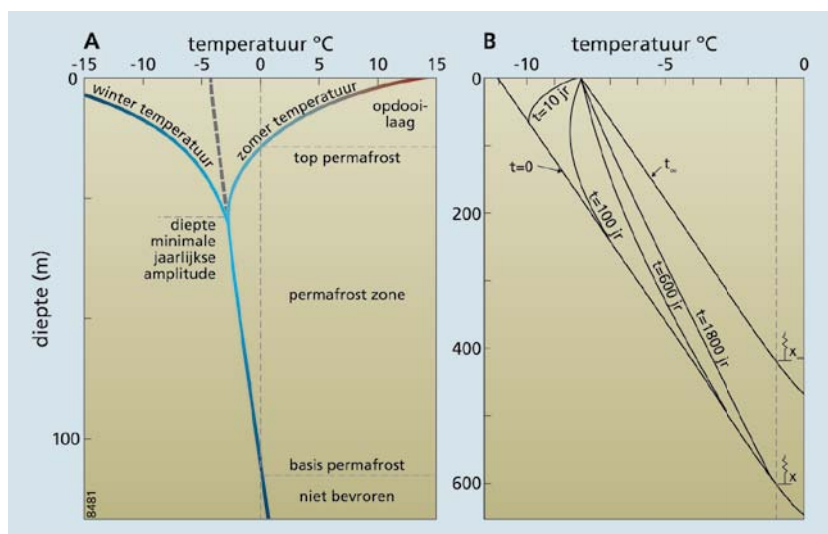
¹ Dit is een oorspronkelijk IJslandse term; in enkelvoud *sandur*, in meervoud *sandar*.



Het al dan niet optreden van permafrost, oftewel het geothermische regime van de ondergrond in het algemeen, wordt vooral bepaald door de klimaatfactoren luchttemperatuur en neerslag. De interactie vindt echter plaats via de zogenaamde “bufferlaag” (Afb. 9), met inbegrip van de actieve laag of opdooilaa. Deze opdooilaa bevriest in de winter en ontdooit in de zomer. De dikte hiervan kan variëren van enkele decimeters tot enkele meters afhankelijk van een zeer complex samenspel van deels statische en deels regionaal en temporeel variabele, en onderling gerelateerde factoren (zie Boer & Koster, 1992). Zo kan bijvoorbeeld een regionale toename van de temperatuur aan het bodemoppervlak leiden tot verdroging en daarmee tot een afname van de vegetatiebedekking, die vervolgens via het dunner worden van de organische horizont in de bufferlaag resulteert in het dikker worden van de opdooilaa, hetgeen dus leidt tot *permafrost-degradatie*.

Dezelfde temperatuuroptename kan echter ook dankzij het afnemen van de bufferende werking van een dunnere sneeuwbedekking leiden tot het dunner worden van de opdooilaa, oftewel leiden tot *permafrost-aggradatie*. Dit betekent dat het bijzonder moeilijk is te voorspellen welke veranderingen er in het temperatuurverloop in de ondergrond zullen optreden als gevolg van veranderende externe condities. Op vele plaatsen in het (sub)Arctische gebied zijn temperatuurprofielen in permafrost tot op grote diepte opgemeten. Dit gebeurt vooral in het kader van de exploratie van delfstoffen en de aanleg van infrastructurele werken. Gebleken is dat dit temperatuurverloop voor zover het de bovenste één- à tweehonderd meter betreft, een goede weerslag vormt van de klimatologische condities gedurende de afgelopen decades en eeuwen. Atmosferische temperatuurveranderingen vertalen zich relatief snel in een aanpassing van het temperatuurverloop nabij het bodemoppervlak. Op grotere diepte echter vindt de aanpassing van de temperatuur zeer traag plaats, zoals blijkt uit afbeelding 8B. In het getoonde model wordt uitgegaan van een dik permafrostprofiel (ca. 600 m), overeenkomend met een zeer lage gemiddelde jaartemperatuur van -11°C . Vervolgens wordt een toename van de luchttemperatuur met 3°C aangenomen. In een serie theoretische temperatuurprofielen, die bereikt worden na 10, 100, 600 en 1.800 jaar, wordt geïllustreerd hoe traag dit proces van aanpassing verloopt. Nabij het oppervlak vindt snelle aanpassing plaats en zal bijvoorbeeld een snelle toename van de dikte van de opdooilaa en het optreden van *thermokarst* te zien zijn. Maar zelfs na 1.800 jaar zal smelt aan de basis van de permafrostlaag niet meer dan enkele meters bedragen en dus zal het bereiken van een nieuw theoretisch evenwichtsprofiel behorende bij een luchttemperatuur van -8°C vele millennia duren.

De consequentie hiervan is dat veel van de thans voorkomende diepe permafrost niet in evenwicht verkeert met het huidige klimaat en in feite een relict is van

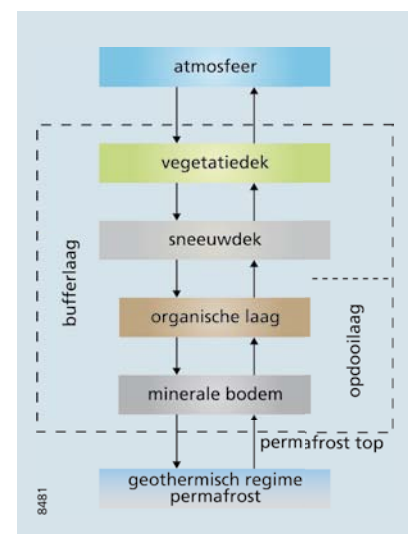


AFBEELDING 8. | A: Schematisch temperatuurprofiel in permafrost (Bron: French, 2007). B: Veronderstelde aanpassing van het temperatuurprofiel in diepe permafrost bij een 3°C toename van de temperatuur aan het bodemoppervlak. (Bron: Boer & Koster, 1992, naar Osterkamp, 1984.)



AFBEELDING 7. | Een smeltwater-vlakte op IJsland.
Locatie Mýrdallsandur, IJsland.

vooraangaande glaciële perioden. Dit geldt evenzeer voor de submarie permafrost, die aangetroffen wordt op de continentale *shelf* rondom de Arctische Oceaan. In extreem koude gebieden, zoals in Oost-Siberië (noord Yakutië) zijn zelfs permafrost diktes van $> 1.500\text{ m}$ gemeten. Over het algemeen worden veel geringere diktes gemeten; in Noord-Canada en Alaska varieert de dikte van enkele meters tot maximaal 300 à 400 m. De hoeveelheden water in bevroren toestand in de bodem op aarde zijn gigantisch, maar vanwege de grote regionale verschillen in ijsgehalten in sedimenten bestaan hiervan geen realistische schattingen. Massieve ijslichamen zijn bekend uit Alaska, de Canadese Arctic en uit Noord-Siberië. Deze ijslichamen bestaan deels uit *segregatie-ijs* en *intrusie-ijs* dat de poriën en holten vult in de permafrost-ondergrond (Afb. 10), maar voor een deel kan het ook bestaan uit begraven gletsjerijs en zelfs begraven rivierijs of meerijs. Het is moeilijk



AFBEELDING 9. | De “bufferlaag” tussen atmosfeer en het geothermisch regime van de ondergrond. (Bron: Boer & Koster, 1992.)





AFBEELDING 10. | Ijsrijke permafrost en massieve ijswiggen in de zone van discontinue permafrost nabij Fairbanks, Alaska.



AFBEELDING 11. | Pingo in de Mackenziedelta (Noordwest-Canada).

onderscheid te maken tussen deze vormen van massief ijs, alhoewel in het geval dat een ijslichaam glacio-tektonische deformaties vertoont, er duidelijk sprake is van begraven gletsjerijs.

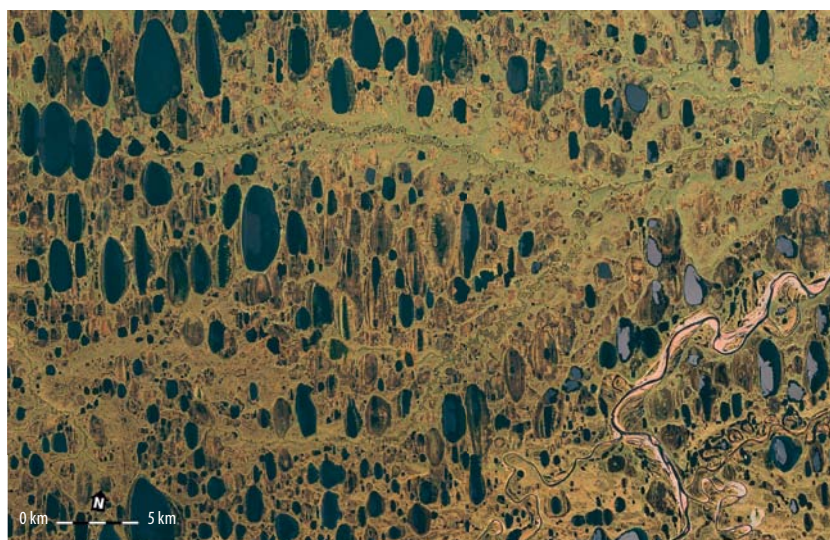
Tenslotte, een punt van zorg betreft de enorme hoeveelheden gashydraten in permafrost en het mogelijk vrijkomen van daarin opgesloten hoeveelheden methaan (French, 2007; Houghton, 2009). Gashydraten bestaan uit een mengsel van gas en water onder hoge druk en lage temperatuur. Het methaan is ontstaan door de decompositie van plantenresten in het sediment gedurende miljoenen jaren. Bij voortdurende permafrost-degradatie ten gevolge van *global warming* wordt verondersteld dat emissie van het broeikasgas methaan een versterking van de temperatuurstoename tot gevolg zou kunnen hebben. Over de snelheid van dit proces bestaat echter nog grote onzekerheid.

Periglaciale terreinvormen

Periglaciale landschappen vertonen een groot aantal karakteristieke terreinvormen en structuurkenmerken in de bodem. Al vanaf grote hoogte, uit de lucht zijn de laaglandgebieden met ijswig-polygoonstructuren en georiënteerde thermokarst-meren herkenbaar. Door thermische contractie aan het oppervlak bij plotselinge temperatuurdalingen vormen zich netwerken van krimpscheuren en -wiggen, met een polygonaal, meestal tetragonaal, patroon. Andere fenomenen, die wijzen op het voorkomen van periglaciale condities, zijn de verschillende typen van tijdelijke en langjarig bestaande vorstheuvelds zoals *palsa's*, *pingo's*, en kleinere *vorst-* en *icing-heuvels*. In alle gevallen zijn deze min of meer cirkelvormige heuvels het gevolg van lokale aangroei van bodemijs lenzen (French, 2007). Pingo's in de Mackenzie-delta (Noordwest-Canada) worden tot de meest opmerkelijke vorstheuvelds gerekend; deze met grote ijslenzen gevulde vulkaankegelachtige heuvels kunnen een hoogte bereiken tot wel 60 m (Afb. 11). Diverse vormen van massabewegingen (aardverschuivingen) komen weliswaar veelvuldig voor in geaccidenteerd permafrostgebieden, maar zijn zeker niet exclusief gebonden aan dit type landschap. Ze komen onder alle klimaatomstandigheden voor. Een uitzondering hierop vormen echter de zogenaamde "rotsgletsjers" in alpiene gebieden. Dit zijn tongvormige lichamen van bevroren verweringsmateriaal, waarbij de hellingafwaartse beweging door *permafrost creep* mede plaatsvindt onder invloed van ijsdeformatie. In de bodem tenslotte, ontwikkelen zich diverse vormen van *epigenetische* (na afzetting) en *syngenetische* (tijdens afzetting) cryogene structuren. De bekendste hiervan zijn ijs-scheuren, ijswiggen, zandwiggen en parallelgelaagde en of grillig verstoorde ijslenzenstructuren, ook wel *involuties* genoemd.

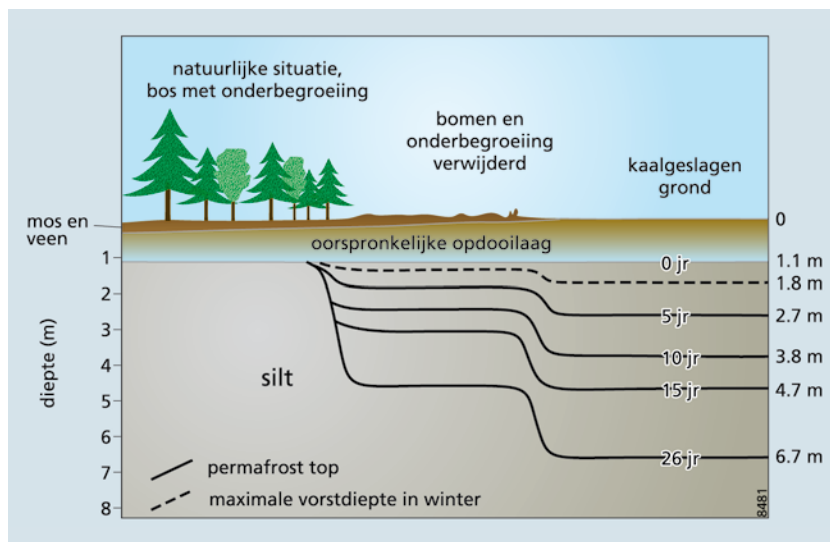
Thermokarst

Thermokarst kan wat verschijningsvorm wel lijken op echte karstfenomenen, die het gevolg zijn van kalkoplossing, maar het begrip heeft hier, wat ontstaanswijze betreft, niets mee te maken. De term wordt gebruikt voor de geomorfologische effecten van het smelten van bodemijs, ongeacht de origine van dit bodemijs (French, 2007). De afsmelting kan zowel door natuurlijke als kunstmatige processen veroorzaakt zijn. Ten gevolge van thermokarst ontstaan voor het periglaciale milieu kenmerkende fenomenen zoals sediment-involuties, aardverschuivingen, thermokarst-depressies, restanten (*pseudomorfen*) van ijswiggen en polygoonstructuren, "badland"-oppervlakken, en als meest typerende vorm al dan niet georiënteerde meren in enorme aantallen in laaglandgebieden (Afb. 12). Onder andere in de Mackenzie-delta en in de Arctic Coastal Plain (Noord-Alaska) komen tienduizenden georiënteerde thermokarst-meren voor in allerlei stadia van ontwikkeling en veelal met een elliptische omtrek. De langste as van de meren staat overwegend loodrecht op de overheersende windrichting. Alhoewel er nog veel onduidelijk is aangaande de ontstaanswijze van deze meren,

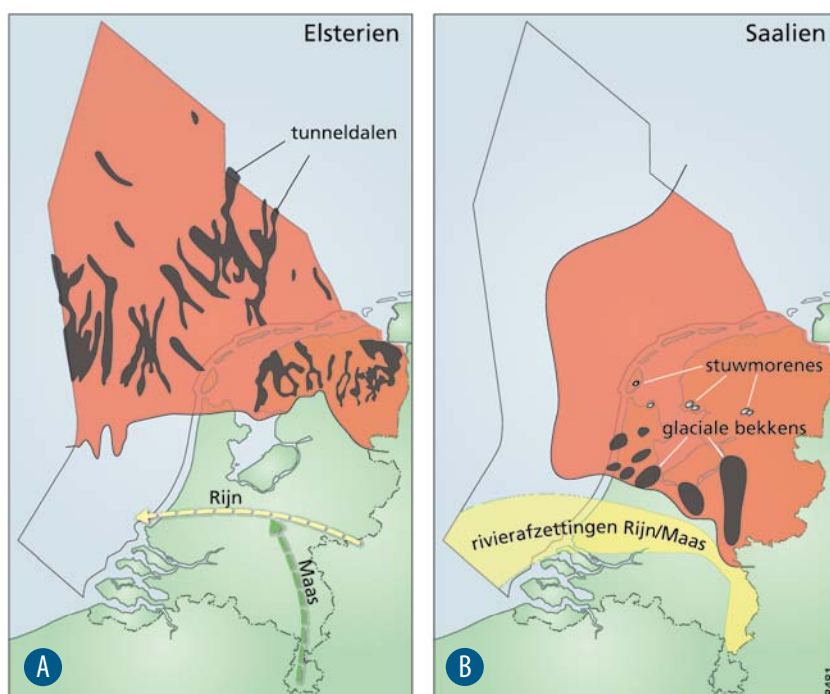


AFBEELDING 12. | Luchtfoto van georiënteerde thermokarst-meren op de Arctic Coastal Plain nabij Point Barrow in Noord-Alaska. (Bron: Google Earth.)





AFBEELDING 13. | Illustratie van het optreden van thermokarst op een testlocatie nabij Fairbanks (Alaska). (Bron: Koster, 1994, naar Linell, 1973).



AFBEELDING 14. | A: Verbreiding van glaciële afzettingen en de ligging van tunneldalen van Elsterien ouderdom. B: Verbreiding van glaciële afzettingen en de ligging van glaciële bekkens van Saalien ouderdom. (Bron: Wong et al., 2007.)

lijkt de invloed van de windrichting, d.w.z. de door de wind gestuurde golferosie in de meren, op het ontstaan van oriëntatie het meest belangrijk te zijn.

Vernietiging van de vegetatie door het rijden met zware voertuigen in permafrostgebieden, net zoals de aanleg van niet goed geïsoleerde wegen, landingsbanen, pijpleidingen, huizen etc. kan tot ernstige vormen van degradatie van het oppervlak leiden. Teneinde thermokarstverstoringen tegen te gaan zijn diverse ingenieuze systemen ontwikkeld voor de bescherming van infrastructuur, huizenbouw en olie- en gaspijpleidingen. Een bekend voorbeeld is de 1.300 km lange *Trans Alaska Pipeline* van Prudhoe Bay in Noord-Alaska naar de havenstad Valdez. Deze oliepijpleiding is zowel voorzien van speciale dragers, die aardbevingen kunnen doorstaan, als van speciaal gekoelde draagconstructies, die de ondergrond in bevroren toestand houden. Een goed gedocumenteerd thermokarst

experiment, dat ooit uitgevoerd is op een testlocatie in discontinue permafrost (gem. jaartemperatuur $-3,3^{\circ}\text{C}$) in Alaska, illustreert de relatief snelle veranderingen die optreden in de opdooi laag ten gevolge van verstoring van de bufferlaag. Afbeelding 13 laat zien hoe snel de dikte van de opdooi laag toeneemt als gevolg van het geheel of deels (kunstmatig) verwijderen van het vegetatiedek, oorspronkelijk bestaande uit een sparrenbos met een mos- en grasondergrond. Het naar beneden opschuiven van de dooigrens was in dit geval grotendeels het gevolg van een sterke toename van de bodemtemperatuur in de zomer door afname van de schaduwwerking in het kaalgeslagen gedeelte. Daarentegen daalde de bodemtemperatuur in de winter door het blijven liggen van een dunner sneeuwdek, met als gevolg het dieper indringen van de vorst in de winter.

Ijstijdsproen in Nederland

Geomorfologisch-landschappelijke sporen van de dynamiek van landijs en ijssmeltwater uit het Saalien zullen min of meer gemeengoed zijn voor de lezers van Grondboor & Hamer. Talloze artikelen in G&H handelen over de “glaciële erfenis” in het Nederlandse landschap zoals: het themanummer 57-3/4 (2003) over de glaciële geologie van Nederland, de beschrijvingen van een twaalfstal Aardkundige Excursiepunten in de periode 2006-2013, die vooral handelen over Saale-glaciële terreinvormen, en de vele artikelen over de zwerfsteen- en keileemanalyse zoals in het Themanummer Maarn (53/5, 1999) en het Speciale Zwerfstenennummer 61-3/4 (2007), om slechts enkele recente afleveringen van G&H te noemen. Om deze reden wordt hier volstaan met het aanstippen van enkele mogelijk minder algemeen bekende geologisch/geomorfologische fenomenen.

Sporen van stuwing en ijssmeltwater

De verbreiding van het landijs gedurende het Elsterien in Noord-Nederland is weliswaar globaal bekend, evenals de ruimtelijke verdeling van de glaciogene afzettingen behorende tot de Formatie van Peelo, ook wel potklei genoemd, uit die tijd (Laban & Van der Meer, 2011). Maar terreinvormen uit het Elsterien zijn kennelijk geheel “opgeruimd” tijdens het daarop volgende Saalien. Iets soortgelijks

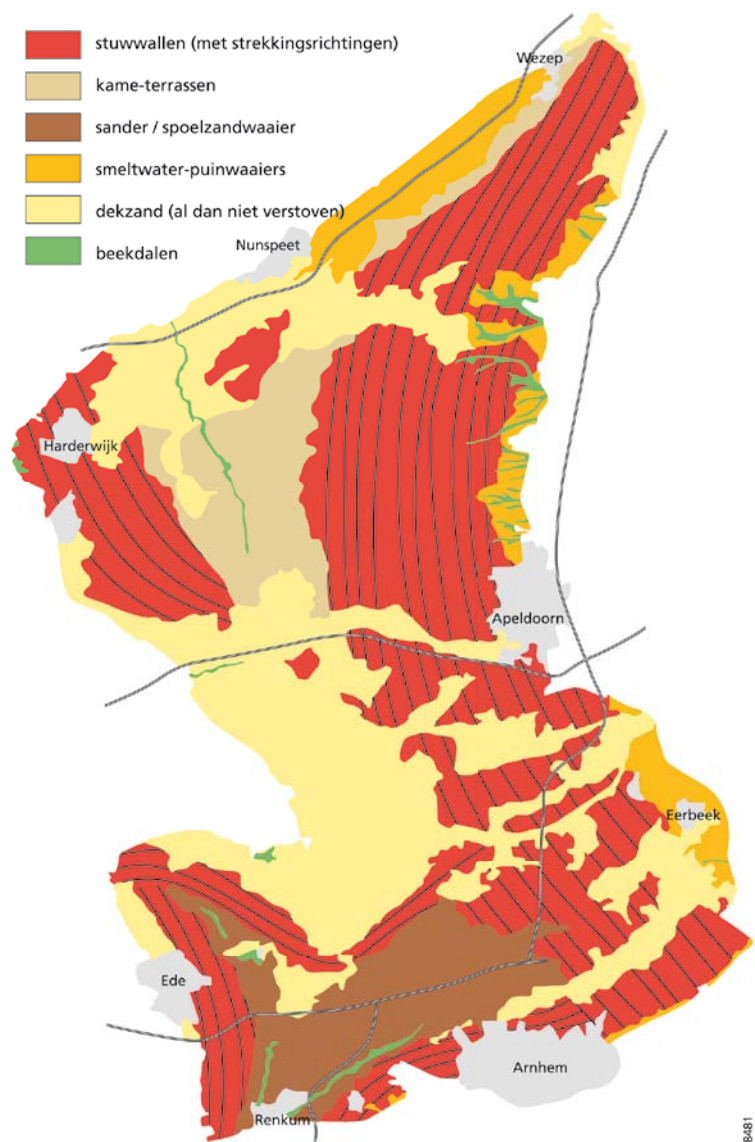


geldt overigens ook voor vormen of structuren van periglaciale origine, die eveneens schitteren door afwezigheid. Een opmerkelijke uitzondering vormen echter de grote, diepe tunneldalen, die zich uitstrekken over een groot gebied ten noorden van de maximale Elsterien ijsuitbreidingsgrens van Zuidwest-Engeland via Noord-Nederland (Afb. 14A), Duitsland, Polen tot in de Baltische Staten. Tunneldalen zijn tot 100 km lange, 5 km brede, en meestal 100-300 m (maximaal 510 m) diepe geulen, die vaak loodrecht staan op ijskapranden. In tegenstelling tot rivierdalen is het lengteprofiel vaak golvend en de dalen zijn opgevuld door grove zand- en grindafzettingen, overduidelijk getransporteerd door stromend smeltwater (zie ook G&H 44/6, 1990, pag. 144/45). Recent verschenen promotie-onderzoek aan de universiteiten van Delft en Cambridge heeft bevestigd dat deze erosiedalen subglaciaal gevormd worden door onder hydrostatische druk staande smeltwaterstromen ("subglaciale *piping*") in de richting van het glaciële voorveld. De interactie tussen de dynamiek van het terugtrekkende ijs en de tunneldalmorfologie bepaalt in veel gevallen de invulling. Van onder naar boven wordt over het algemeen een opeenvolging aangetroffen van a) grofkorrelig, subglaciaal afgezet en lokaal gestuwd materiaal; b) fijnkorreliger ijskap-distale afzettingen; en c) proglaciale afzettingen van glacio-lacustriene of fluviatile herkomst.

Het reliëf in de noordelijke helft van Nederland wordt praktisch geheel gevormd door de grote stuwwal- en stuwmorène-systemen uit de Saale ijstijd (Afb. 14B). De grootste stuwwallen in midden Nederland, en vooral op de Veluwe, zijn gevormd tijdens waarschijnlijk relatief korte en snelle fluctuaties van het ijsfront tijdens het Midden-Saalen (Afb. 15). Grote, brede randglaciale smeltwaterdalen, de zogenaamde oerstroombekken, en de tot 125 m diepe glaciële bekkens in de ondergrond van Haarlem, Amsterdam, de zuidelijke Flevoland-Eemvallei, en de IJsselvallei stammen uit dezelfde tijd. Enerzijds door latere hellingerosie op de gestuwde heuvelruggen en anderzijds door afzetting van keileem, ijssmeltwater- en jongere afzettingen is het reliëf sterk afgevlakt. Veel van de over het algemeen lagere stuwmorènes langs de lijn Texel-Wieringen-

Gaasterland-Vollenhove-Steenwijk-Hoogeveen-Coevorden zijn *gedrumliniseerd* door jongere ijsbedekking. Afbeelding 15 toont bovendien de grote ijssmeltwaterwaaier of sander, omsloten door de stuwwallen van Arnhem, Ede-Wageningen, Oud-Reemst en de oostelijke Veluwe en de kame-terrassen ter weerszijden van de vallei van de Leuvenumse beek. Deze kame-terrasafzettingen bestaande uit grove, grindrijke zanden zijn geïnterpreteerd als "*mass-flow*"-afzettingen, wat betekent dat ze als een soort waterrijke brei door "*slumping*" langs de stuwwalflanken zijn afgegleden in de richting van een ijsrandmeer, dat zich bevond in het centrum van de vallei. In de ondergrond van de vallei is op diverse plaatsen een warven-achtige gelaagdheid in de glacio-lacustriene afzettingen aangetroffen. Hoekig begrensde, intern fijn-gelaagde zandbrokken tonen aan dat het hellingafwaartse transport van de *mass-flow*-afzettingen deels in bevroren toestand over korte afstanden heeft plaatsgevonden (Afb. 16A).

Het voorkomen van lokaal, sterk hellende laagpakketten in het bovenste gedeelte van de kame-terras sedimenten (Afb. 16B) wijst waarschijnlijk op het inzakken van het materiaal door het afsmelten van doodijs-restanten. Het oppervlak van de kame-terrassen, zowel nabij Garderen als bij Elspeet, heeft plaatselijk een onregelmatig reliëf vol met kuilen en lage heuvels achtergelaten, hetgeen eveneens geïnterpreteerd is als doodijs-morfologie, ook wel "*knob and kettle*"-structuur genoemd. Direct ten zuidoosten van Garderen komen enkele grote ellipsvormige, 5-10 m diepe depressies voor, die op de geomorfologische kaart van de Veluwe



AFBEELDING 15. | Vereenvoudigde geomorfologische kaart van de Veluwe. (Bron: Geomorfologische kaart van de Veluwe. Stichting voor Bodemkartering, 1976.)



als doodijs-gaten staan aangegeven (zie ook Jongmans *et al.*, 2013). Curiositeits-halve kan nog vermeld worden dat naast kame-terrassen en sanders nog één andere fluvio-glaciale terreinvorm in Nederland voorkomt, zijnde een esker. Van Langeveen via Geesteren tot aan het Alberger Veld, zo'n 5 km ten oosten van Almelo, komt een ca. 12 km lange, noord-zuid verlopende reeks van 2 à 3 m hoge ruggen voor, die op geomorfologische kaarten als een reeks smeltwater-heuvels is gekarteerd. Deze vormen zijn in het terrein overigens nauwelijks te herkennen. In voormalige ontsluitingen is hier echter grofzandig, grindrijk materiaal aangetroffen met veel noordelijke gesteentetypen. Naar het zuiden toe gaat deze ijssmeltwater-rug over in een tunneldal in de ondergrond. Deze dal-vorm is ingesneden in lokaal voorkomende harde, tertiaire kleien en opgevuld met grove zanden. In de ondergrond kan deze structuur, die overigens een belangrijk regionaal grondwaterreservoir vormt, over een afstand van 80 km vervolgd worden tot nabij Dinxperlo aan de Duits-Nederlandse grens (Jongmans *et al.*, 2013).

Het gebied van de Hondsrug, dat zich uitstrekt van Zuidlaren tot iets voorbij Emmen, bestaat uit een geomorfologisch vreemd patroon van een reeks van vier langgerekte, parallelle heuvelruggen. Met een hoogte van maximaal 28 m en een lengte van ca. 70 km is de Hondsrug een opvallend fenomeen op de grens van het Drents plateau en het Hunzedal. Al meer dan een eeuw wordt er discussie gevoerd over de genese (ontstaanswijze) van deze ooit als gestuwde eindmorenes omschreven terreinvormen. De NNW-ZZO oriëntatie van de ruggen, ongeveer loodrecht op de oriëntatie van alle andere indicaties voor ijsbeweging op het Drents plateau, heeft ook tot verwarring geleid. Alhoewel duidelijk is dat hier sprake is van een glaciaal beïnvloede terreinvorm uit het Saalien, is zelfs een tektonische oorsprong gesuggereerd. Hiervoor zijn echter in de ondergrond geen overtuigende bewijzen gevonden; ook zijn er slechts zeer lokaal indicaties gevonden voor glaciale stuwing. Op de geomorfologische kaart 1:50 000 (Blad 17/18 Beilen/Roswinkel, 1977) staan de ruggen nog neutraal aangeduid als heuvelruggen “mogelijk door tektonische bewegingen ontstaan, en waarschijnlijk door het landijs beïnvloed”. Recent onderzoek in het kader van een omvangrijke rapportage ten ondersteuning van een aanvraag ter erkenning van een “Europees Geopark de Hondsrug” beschrijft de ruggen als “megaflutes”². Dit zijn lange, lineaire structuren die gevormd zijn door een smalle snelstromende ijstong, de *Hondsrug-Hümmling ice stream*, die ingeklemd lag tussen stationaire ijsvelden ter weerszijden en die reikte tot in het Bekken van Münster (Afb. 17). Voorzover er gestuwde laagpakketten zijn aangetroffen, vooral in de omgeving van Emmen, worden deze verklaard door een oudere NO-ZW gerichte ijstroom, zoals die ook elders in Drente is gereconstrueerd. De auteurs van het rapport “Geopark de Hondsrug” (E. Bregman & F. Smit, sept. 2012) veronderstellen tevens dat de bewegingsrichting van de ijstroom en van de smeltwaterstromen mede bepaald is door oude breukzones en zwaktezones boven zoutdiapieren.

De vormingscondities van de grote stuwwallen, gekenmerkt door a) concentrische plooien met steile assenvlakken, of b) steile imbricate (= dakpansgewijze ligging) structuren en schubben, of c) uitgerekte min of meer horizontaal liggende dekbladen, zijn veelvuldig onderwerp van discussie geweest. Over het algemeen neemt men tegenwoordig aan dat stuwwalvorming, bij voorbeeld van de reeks stuwwallen van de Rehburger Fase uit het Drenthe stadiaal van de Saale ijstijd, die reikt van Midden-Nederland tot ver in Duitsland in de omgeving van Hannover, relatief snel, plaatselijk misschien zelfs binnen een tijdsbestek van tientallen jaren, kon plaatsvinden. De vorming wordt bevorderd door de volgende glaciaal-geologische factoren: een relatief snelle ijsuitbreiding, de aanwezigheid van fijnkorrelig sediment in de ondergrond, dat als overschuivingsvlak (*décollement*) kan functioneren, en het vastzitten van het ijs aan de ondergrond waardoor deformatie optreedt. Steilstaande, rechte tot hellende structuren wijzen op een geringe horizontale verkorting, terwijl bijna horizontaal liggende plooien, overschuivingen of dekbladen op een maximale verkorting wijzen. In hoeverre er sprake is geweest van *surging*, oftewel een plotseling snel oprukkend ijsfront ter

² Megaflutes zijn sub-glaciale, gestroomlijnde terreinvormen parallel aan de bewegingsrichting van het ijs. Ze zijn verwant met drumlins, die meestal een meer ellipsoïdale vorm hebben. Op diverse plaatsen in het noordwesten van de VS en in Canada is de aanwezigheid van megaflutes vastgesteld.



AFBEELDING 16. | A: Grove ijssmeltwaterafzetting met ingeschakelde, hoekig begrensde, gelaagde, in bevroren toestand getransporteerde, zandbrokken. B: Door smeltwater afgezette lemige lagen met stroomribbelstructuur, die als gevolg van het afsmelten van doodijs restanten gekanteld zijn. Locatie voormalige groeve de Ullerberg ten oosten van Ermelo.



AFBEELDING 17. | Schetskaartje van de veronderstelde ligging van de Hondsrug-Hümmling ijstroom. De door het ijs overreden delen van de stuwwalreeks, behorende tot de Rehburger fase, zijn gedrumliniseerd. (Bron: Jongmans *et al.*, 2013, naar Van den Berg & Beets, 1987.)

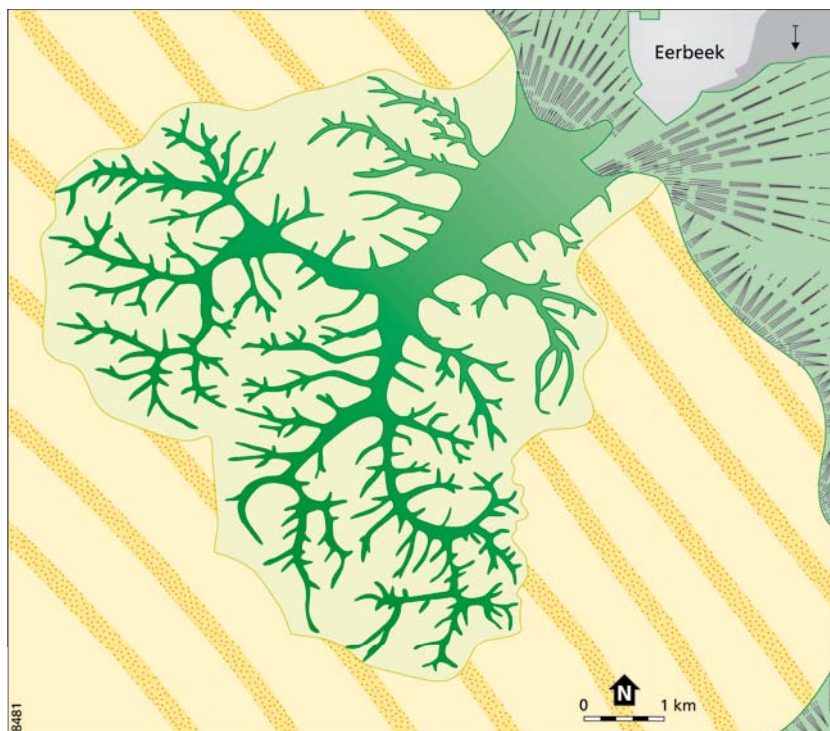


verklaring van de grote en hoge Midden-Nederlandse stuwwallen blijft onduidelijk.

Van der Wateren (1992), die een uitgebreide structureel-geologische studie van stuwwallen heeft verricht, stelt ten aanzien van een ander discussiepunt dat: “*hoewel veel stuwwallen onmiskenbaar ontstaan zullen zijn in permafrostgebieden is een bevroren ondergrond geen voorwaarde voor het verplaatsen en op elkaar schuiven van dikke sedimentpakketten*”. De Veluwe stuwwallen, met inbegrip van de stuwwallen in het Rijk van Nijmegen en het Montferland, en de daaronder liggende zandige, voornamelijk midden-Pleistocene afzettingen zijn bij uitstek geschikt voor de winning van relatief grote hoeveelheden drinkwater. Uit gegevens van het waterbedrijf Vitens blijkt dat er netto op jaarbasis gemiddeld 360 mm neerslag op de Veluwe infiltreert; dit betekent dat bij een oppervlakte van ca. 125.000 ha er ca. 450 miljoen m³ water wordt toegevoegd aan het diepe grondwater. Vitens produceert in de provincie Gelderland jaarlijks ca. 140 miljoen m³ drinkwater, waarvan een aanzienlijk deel gewonnen wordt op de Veluwe. Het grondwater op de Veluwe is weliswaar van uitstekende kwaliteit, maar door het ontbreken van afdekkende kleilagen is de kwetsbaarheid wel groot.

Sporen van bodemijs en sneeuw-smeltwater

Net zoals de uitbreiding van landijs tijdens het Saalien praktisch alle nabij de oppervlakte voorkomende sporen van het ijs uit het Elsterien heeft opgeruimd, zo zijn er ook praktisch geen sporen van periglaciale condities uit het Saalien gevonden, doordat ze begraven of uitgewist zijn door soortgelijke condities gedurende het Weichselien. De temperatuurcondities tijdens diverse fasen van het Weichselien zijn ongetwijfeld koud genoeg geweest voor de ontwikkeling van permafrost. Op grond van gedetailleerd lithostratigrafisch, pollenanalytisch en overig biostratigrafisch onderzoek is vastgesteld dat in Nederland vooral in het Onder- en Boven-Pleniglaciaal meerdere perioden (ieder mogelijk slechts van enkele duizenden jaren lang) permafrostcondities geheerst hebben. Sporen hiervan zijn wijdverbreid. Op talloze plaatsen zijn de restanten van cryostructuren, zoals *pseudomorfen* (= restanten) van vorstwiggen en -scheuren,



AFBEELDING 18. | Geomorfologisch kaartje van het dendritische, droge dalsysteem in de stuwwal van de oostelijke Veluwe en de puinwaaier bij Eerbeek.

plastische verstoringen van de gelaagdheid (ook wel cryoturbatie genoemd), *involuties* (ook wel *ball-and-pillow*-structuren genoemd), en polygonale structuren aangetroffen. Sommige van deze structuren zijn indicatief voor afwisselende vorst/dooi-condities in de opdooilaaag. Andere wijzen op het destijds voorkomen van continue permafrost, en weer andere getuigen van *permafrost-degradatie* ten tijde van de aanvang van relatief warme interstadiale omstandigheden. Hellingprocessen door sneeuwsmeltwater en massa-bewegingen hebben voor een aanzienlijke vervlakking van het reliëf gezorgd. Jongmans *et al.* (2013) spreken van *cryoplanatie* als samenvattende term voor processen van hellingerosie door *creep*, *solifluctie* en *gelifluctie*³. Deze processen treden al op in gebieden met zeer geringe hellingen van slechts enkele graden. Ten tijde van een bevroren ondergrond trad naast vervlakking van het reliëf ook dalvorming op, waarvan na het verdwijnen van de permafrost de thans kenmerkende droge dalsystemen, bijvoorbeeld in de Midden-Nederlandse stuwwallen, getuigen.

De landschappelijk meest opvallende terreinvorm, die resteert na het verdwijnen van bodemijs is de *pingoruïne*. Op het Drentse plateau en sporadisch elders in Nederland komen honderden ronde tot ovale, relatief diepe depressies voor, al dan niet met de oorspronkelijke veenopvulling. De vorm, ouderdom, typologie en genese van deze *dobben* is uitvoerig gedocumenteerd door Wim de Gans, onder andere in G&H 64/3 (2010), evenals in de Aardkundige Excursiebeschrijvingen G&H 62/1 en 62/5 (2008).

Langs de oostflank van de stuwwal van de oostelijke Veluwe komt een snoer van puinwaaiers voor (Afb. 15). Deze grofzandige en grindrijke sneeuwsmeltwater-afzettingen liggen voor de opening van een complex systeem van deels asymmetrische droge dalen in de stuwwal (Afb. 18). De dal-asymmetrie wordt verklaard door het verschil in afstroming van smeltwater op de zon-geëxponeerde, zuidgerichte helling en de van de zon afgekeerde noordhelling. Dat de dal-erosie gedurende zeer koude fasen van het Weichselien plaatsvond wordt onder andere aangetoond door het voorkomen van grote ijswigstructuren in de

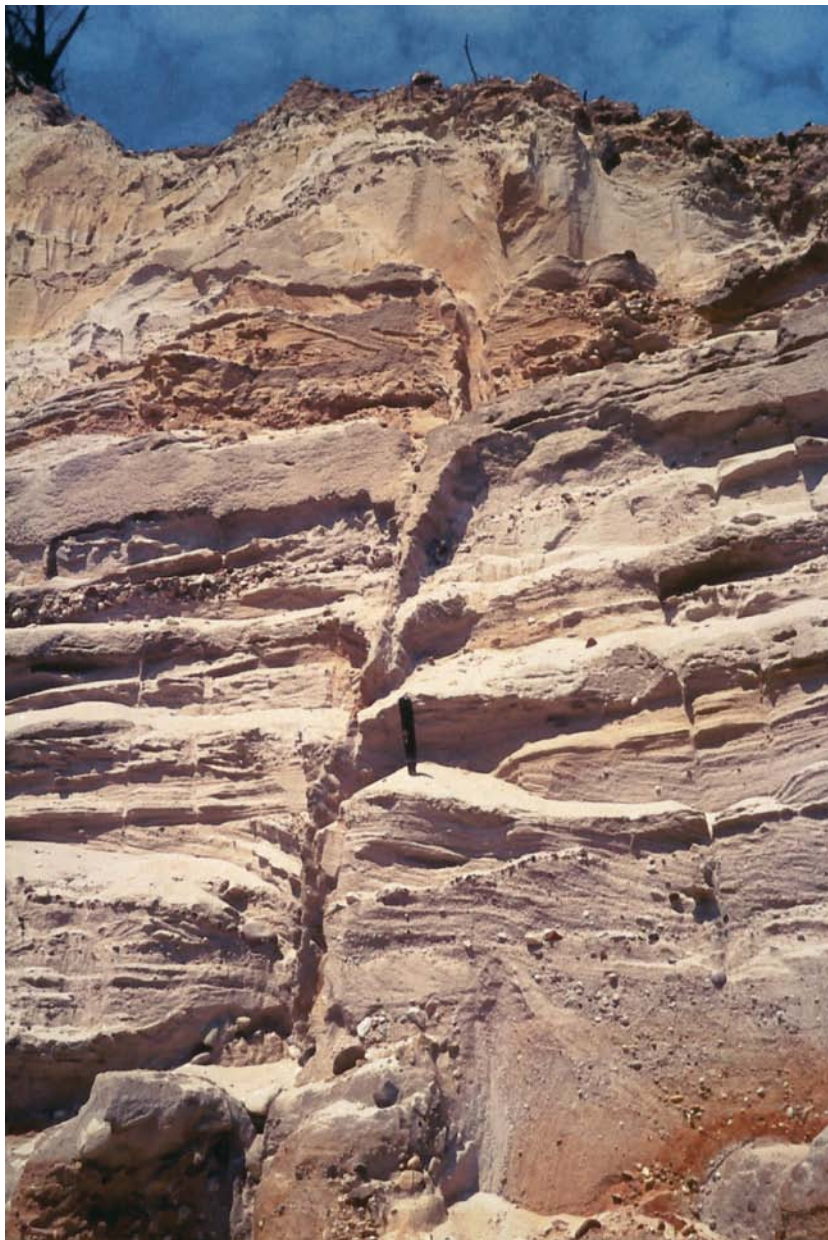
³ Creep is een langzaam hellingafwaarts transport onder droge omstandigheden; solifluctie is het langzaam afvloeien van materiaal onder natte omstandigheden, terwijl gelifluctie een langzame vloeibeweging van een ontdooide bovenlaag over een bevroren ondergrond representeert.



puinwaaiersedimenten (Afb. 19). In de puinwaaier bij Eerbeek zijn allerlei pseudo-morfen (restanten) van periglaciale verschijnselen, zoals vorstwiggen, vorst-scheuren en cryoturbate vervormingen uit diverse stadiale fasen van het Weichselien aangetroffen. De basis van de puinwaaier van Eerbeek bestaat uit continentale Eemien-afzettingen. Op grond van pollenanalyse is de positie van vijf interstadiale horizonten bepaald in deze puinwaaier, terwijl periglaciale structuren wijzen op minstens twee perioden met permafrost condities. Bodemstructuren van periglaciale oorsprong komen veelvuldig voor, onder andere in smeltwatersedimenten en dekzandsequenties, waarbij vooral de periode na het aflopen van het koude-maximum (*Last Glacial Maximum, LGM*) van het Weichselien, volgens Jongmans *et al.* (2013) gedateerd van 23.000-19.000 jaar geleden, domineert. Tenslotte: de deken van dekzanden, die een groot deel van oostelijk en zuidelijk Nederland bedekt, is ongetwijfeld voor een deel gedurende zeer koude, stadiale fasen van het Weichselien afgezet, maar is *an sich* niet aan periglaciale condities gebonden.

Dankwoord

Veel dank zijn wij verschuldigd aan Ton Markus van Geomedia van de Faculteit Geowetenschappen (UU) voor het wederom verzorgen van alle tekstfiguren en kaartjes.



AFBEELDING 19. | Smalle vorstwig in grofzandig, grindrijk puinwaaiersediment, locatie Eerbeek.

LITERATUUR

- Benn, D.J. & Evans, D.J.A., 2010. *Glaciers & glaciation*. Hodder, London. 802 pp.
- Boer, M. & Koster, E., 1992. *Greenhouse-impact on cold-climate ecosystems and landscapes*. Catena Supplement 22. 151 pp.
- French, H.M., 2007. *The periglacial environment*. John Wiley & Sons, Chichester, UK. 458 pp.
- Houghton, J., 2009. *Global warming. The complete briefing*. Cambridge University Press. 438 pp.
- Jongmans, A.G., Berg, M.W. van den, Sonneveld, M.P.W., Peek G.J.W.C. & Berg van Saparoea, R.M. van den, 2013. *Landschappen van Nederland. Geologie, bodem en landgebruik*. Wageningen Acad. Publ. 2 delen 924 pp.
- Koster, E.A., 1994. *Global warming and periglacial landscapes*. In: Roberts, N. (ed.) *The changing global environment*. Blackwell Ltd, Oxford, UK: pp. 127-149.
- Laban, C. & Meer, J.J.M. van der, 2011. *The Netherlands*. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L. & Hughes, P.D. (eds.) *Quaternary glaciations – extent and chronology. A closer look*. Elsevier, Amsterdam, *Developments in Quaternary Science* 15: pp. 247-260.
- Meer, J.J.M. van der, Menzies, J. & Rose, J., 2003. *Subglacial till: the deforming glacier bed*. *Quaternary Science Reviews* 22, 1659-1685.
- Slaymaker, O. & Kelly, R.E.J., 2007. *The cryosphere and global environmental change*. Blackwell Ltd., Oxford, UK. 261 pp.
- Wateren, F.M. van der, 1992. *Structural geology and sedimentology of push moraines*. Proefschrift Universiteit van Amsterdam. 230 pp.
- Wong, T.E., Batjes, D.A.J. & Jager, J. de (eds.), 2007. *Geology of The Netherlands*. Edita-KNAW. 354 pp.

