

2 Archeologisch-landschappelijk kader

2.1 Pleistocene ondergrond

Aan de basis van het huidige West-Nederlandse landschap liggen de afzettingen uit het Laat Pleistoceen. In het zuidelijk deel van het tracé (vanaf routekaart KR-033) bestaat de pleistocene ondergrond uit sedimenten van vlechtende riviersystemen, afgezet door de voorlopers van het Rijn-Maas-systeem. Dit vlechtende riviersysteem stroomde door een brede riviervlakte met een complex stelsel van ondiepe beddingen die zich splitsten en weer bij elkaar kwamen. De afzettingen worden gerekend tot de *Formatie van Kreftenheye*. Gedurende de laatste fase van het Pleistoceen werd door de wind een dik pakket fijn zand afgezet: het dekzand. Deze afzettingen zijn aangetroffen in het noordelijke deel van het tracé (globaal tot KR-109) en bedekken een deel van de hierboven genoemde Kreftenheye-afzettingen (tussen KR-033 en KR-109). Het dekzand wordt lithostratigrafisch gerekend tot het *Laagpakket van Wierden* van de *Formatie van Boxtel*.

Binnen het traject van het gasleidingtracé Beverwijk-Wijngaarden komen deze afzettingen voor vanaf een diepte van ongeveer 10 tot 15 m -NAP. Het pleistocene oppervlak ligt dan ook te diep om 'geraakt' te worden door (de aanleg van) de gasleiding en zal om die reden niet nader worden behandeld. Een uitzondering hierop zijn zogenaamde rivierduinen, waarvan de top tot aan het huidige maaiveld kan reiken (zie toelichting § 2.6).

2.2 Oer-IJ estuarium

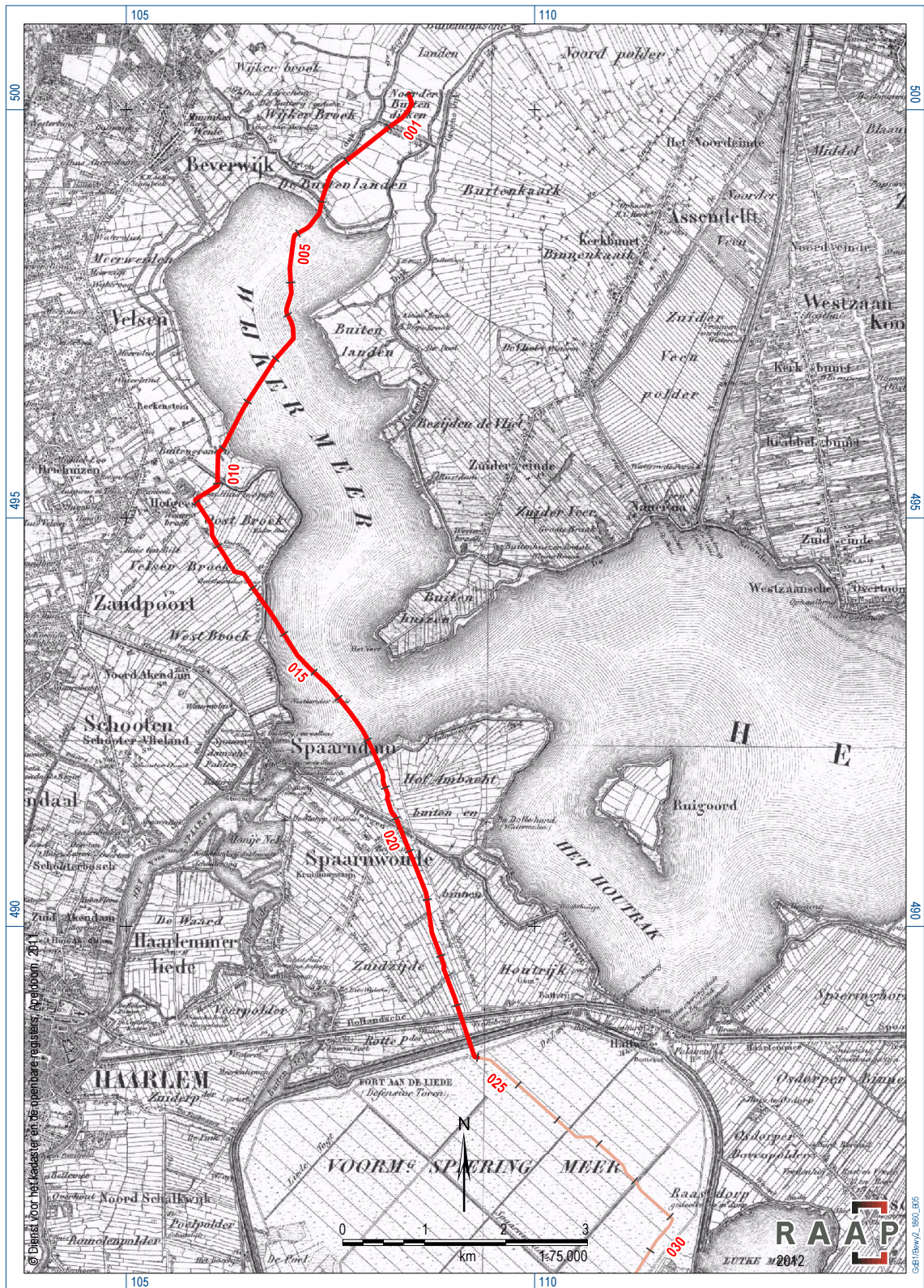
Voor de archeologische verwachting van het noordelijk deel van het tracé (golfweg routekaarten KR-001 t/m KR-024) is de ontwikkeling van het Oer-IJ estuarium - en het later gevormde Wijkermeer en IJmeer - van belang (figuur 3). De volgende archeologische verwachtingen zijn geformuleerd ten aanzien van de onderscheiden geologische eenheden (De Boer e.a., 2011):

Oer-IJ estuarium	archeologische verwachting
geulafzettingen	middelmatig (IJertijd-Romeinse tijd)
getijdenafzettingen met kwelder	(middel)hoog (IJertijd-Romeinse tijd)
dekafzettingen op veen	hoog (IJertijd-Romeinse tijd)
strandwallen	hoog (Laat Neolithicum-Nieuwe tijd)

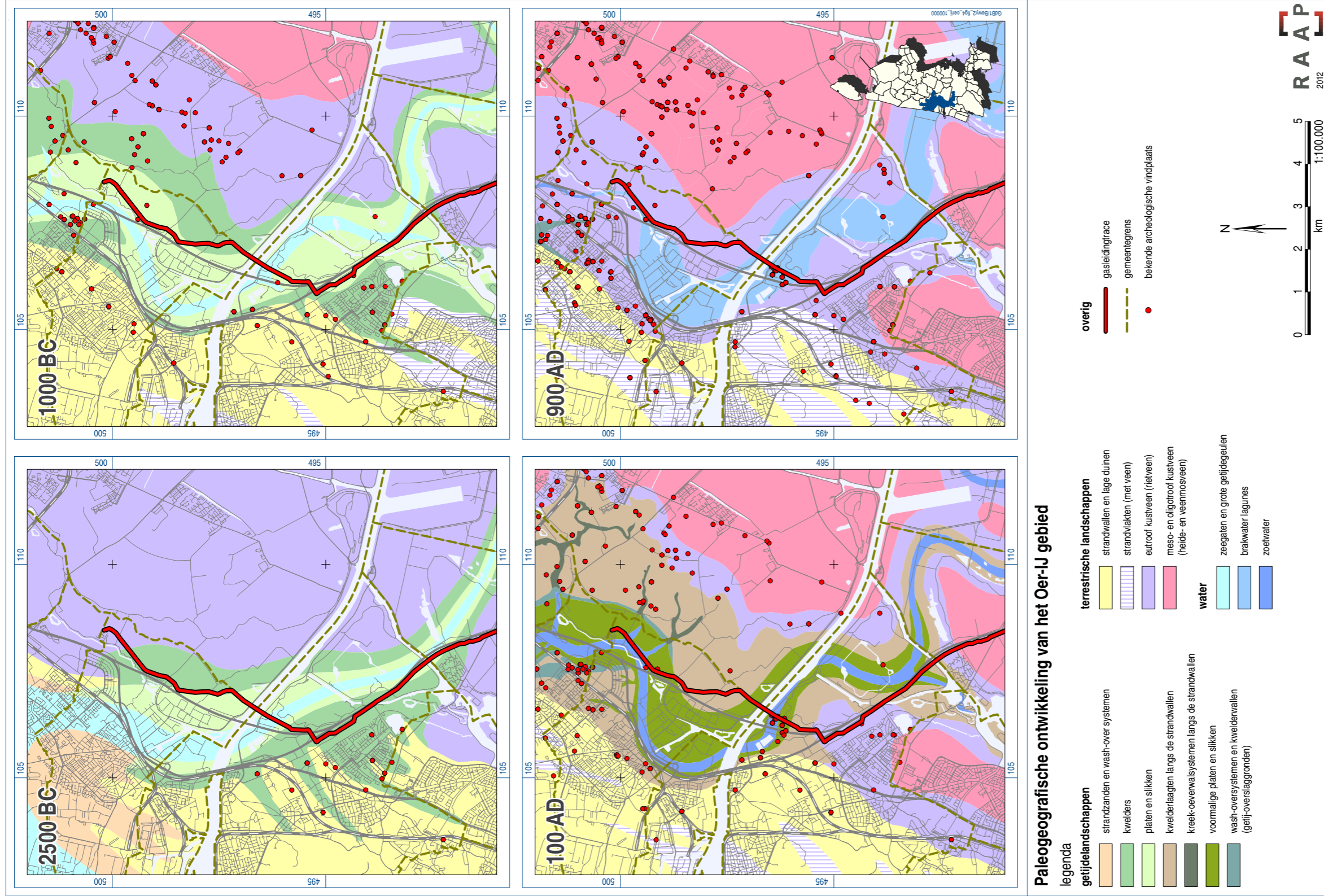
De geologie van dit gebied is uitgebreid bestudeerd en beschreven door ondermeer Westerhoff e.a. (1987). In het kader van de Archeologische Kennisinventarisatie (AKI) van het Oer-IJ-estuarium zijn vier paleogeografische kaarten vervaardigd (schaal 1:50.000) waarmee de geologische ontstaansgeschiedenis van het noordelijk deel van het gasleidingtracé in kaartbeelden is gevat (Vos & Soonius, 2004; figuur 4). Deze ontwikkeling zal hieronder uiteen worden gezet.

RAAP-RAPPORT 2499

Rapportage Onderzoeken Archeologie Aardgastransportleiding Beverwijk-Wijngaarden (A-803)
Archeologisch vooronderzoek: een inventariserend veldonderzoek (verkennde en karterende fase)



Figuur 3. Ligging van het gasleidingtracé ter hoogte van het voormalige Oer-IJ estuarium, geprojecteerd op de Topografisch Militaire Kaart uit 1860.



Figuur 4. Paleogeografische ontwikkeling van het Oer-IJ gebied (naar Vos & Soenius, 2004); inzet: ligging van Oer-IJ (blauw) in Noord-Holland.

RAAP-RAPPORT 2499

Rapportage Onderzoeken Archeologie Aardgastransportleiding Beverwijk-Wijngaarden (A-803)
Archeologisch vooronderzoek: een inventariserend veldonderzoek (verkennde en karterende fase)

De geologische opbouw van het gebied is grotendeels bepaald door de ontwikkeling van de zee-gaten langs de Noord-Hollandse kust. Lange tijd was het gebied vrij toegankelijk voor de zee; als gevolg van de stijgende zeespiegel was de kustlijn vanaf het begin van het Holoceen steeds in oostelijke richting opgeschoven. De toenmalige kust bestond voornamelijk uit zandige wadplaten waartussen een groot aantal west-oost georiënteerde geulen lag. Landinwaarts gingen de zandige platen over in lagunes waarin klei werd afgezet. Deze klei wordt lithostratigrafisch gerekend tot het *Laagpakket van Wormer* (Formatie van Naaldwijk; voorheen aangeduid als de Beemsterklei of Calais III-afzettingen).

Rond 5000 jaar geleden kwam er verandering in deze situatie. Op de zandige wadplaten ontstonden, parallel aan de kustlijn, de eerste strandwallen (Zagwijn, 1971). Deze breidden zich in westelijke richting uit en sloten het achterliggende kustgebied af. Door verstuing ontstonden op de strandwallen lage duinen, de zogenaamde Oude Duinen (*Laagpakket van Schoorl*). Achter de strandwallen vormde zich vanaf deze tijd een uitgebreid veenpakket (*Hollandveen Laagpakket*). Alleen via enkele openingen in de kustlijn (de zeegaten) kon de zee nog in het achterland doordringen.

Rond 3500 jaar geleden brak vanuit het zuidoosten het Oer-IJ door de strandwallen en zocht via een brede monding bij Heemskerk een weg naar de zee. Deze raakte rond 3000 jaar geleden door de voortgaande duinvorming echter verstopt, waarna het Oer-IJ zijn loop naar het noorden verlegde en ter hoogte van Castricum in zee stroomde. Achter de strandwallen vormde zich het zogenaamde *Oer-IJ estuarium*, dat werd gevoed door rivieren uit het oosten. In de strandvlakte tussen de strandwallen had, als gevolg van de verslechterende afwatering, op uitgebreide schaal veengroei plaats. De laagste duintjes en de randen van de strandwallen raakten in deze periode dan ook langzaam overgroeid met veen.

Daarnaast stond het estuarium onder sterke invloed van de zee. De geulsystemen die tijdens de ontwikkeling van het estuarium ontstonden hebben overwegend zandige sedimenten afgezet. Deze worden tot de Oer-IJ-afzettingen gerekend (*Laagpakket van Walcheren*, voorheen: Afzettingen van Duinkerke-0 en Duinkerke-I). Verder van de (hoofd)geulen vandaan werd kleiiger sediment afgezet in de kwelderzone (supra-getijdengebied: figuur 4).

Na de dichtslibbing van het Oer-IJ-estuarium (rond het begin van de jaartelling) kon het water nauwelijks meer zeewaarts worden afgevoerd. Alleen bij extreme stormen kon soms nog zeewater naar binnen komen, de zogenaamde *wash-overs*. Deze overstromingen hebben zanden afgezet tot in de Vroege Middeleeuwen. Het estuarium vernatte en ontwikkelde zich geleidelijk tot een uitgestrekt veengebied. Met name ná de Romeinse tijd breidde het veen fors uit, waarbij ook de strandwallen grotendeels overgroeid raakten. Alleen de hoogste delen van de binnendelta bleven gevrijwaard. Als gevolg van reliëfinversie vormden de kreek- en oeverwalsystemen van het voormalige kweldergebied, binnen het vernattende landschap de hogere en daardoor aantrekkelijke bewoningslocaties.

Hoewel de afvoer naar zee was afgesloten, waterde het achterliggende veengebied - via de resterende Oer-IJ geulen - nog steeds af op het voormalige estuarium. Het bleef daardoor een rela-

tief laag en nat gebied waarin verschillende zoetwatermeren ontstonden (o.a. het *IJ*) en waar het veengebied zich verder kon uitbreiden (Zagwijn, 1971).

Vanaf de Late Middeleeuwen (grootweg 12e eeuw) begon een periode waarin de bestaande plassen/meren (waaronder het *Wijkermeer*) zich konden uitbreiden door de kustafslag van het omringende veengebied. Ook bodemdaling als gevolg van de grootschalige laat-middeleeuwse ontginning speelde een belangrijke rol in de uitbreiding van de meren: zo kon het Almere via het IJ inbreken tot in het gebied. Deze overstromingen hebben delen van het Oer-IJ-estuarium geërodeerd; tevens is over grote delen een kleidek afgezet, dat nu aan het oppervlak ligt (de zgn. ‘*pikklei*’ cf. De Roo [1953] of IJe-klei [*Laagpakket van Walcheren*, voorheen: Duinkerke III-afzettingen]). Het veen is in de loop van de tijd door ontwatering en overstromingen grotendeels verdwenen.

Door bedijking, afwatering en inpoldering heeft de mens daarna de regie overgenomen. Zo is na drooglegging van het Wijkermeer in 1871-’73 de gelijknamige Wijkermeerpolder ontstaan.

2.3 Haarlemmermeer

Voor de archeologische verwachting van de Haarlemmermeerpolder is de geologische ontwikkeling die voorafging aan die van het Oer- IJ van belang (figuur 5). De volgende archeologische verwachtingen zijn geformuleerd ten aanzien van de onderscheiden geologische eenheden (De Boer e.a., 2011):

Haarlemmermeer	archeologische verwachting
vlakte van getijdenafzettingen	laag (alle perioden)
veenrestant op oude getijdenafzettingen	middelmatig (Middeleeuwen-Nieuwe tijd)

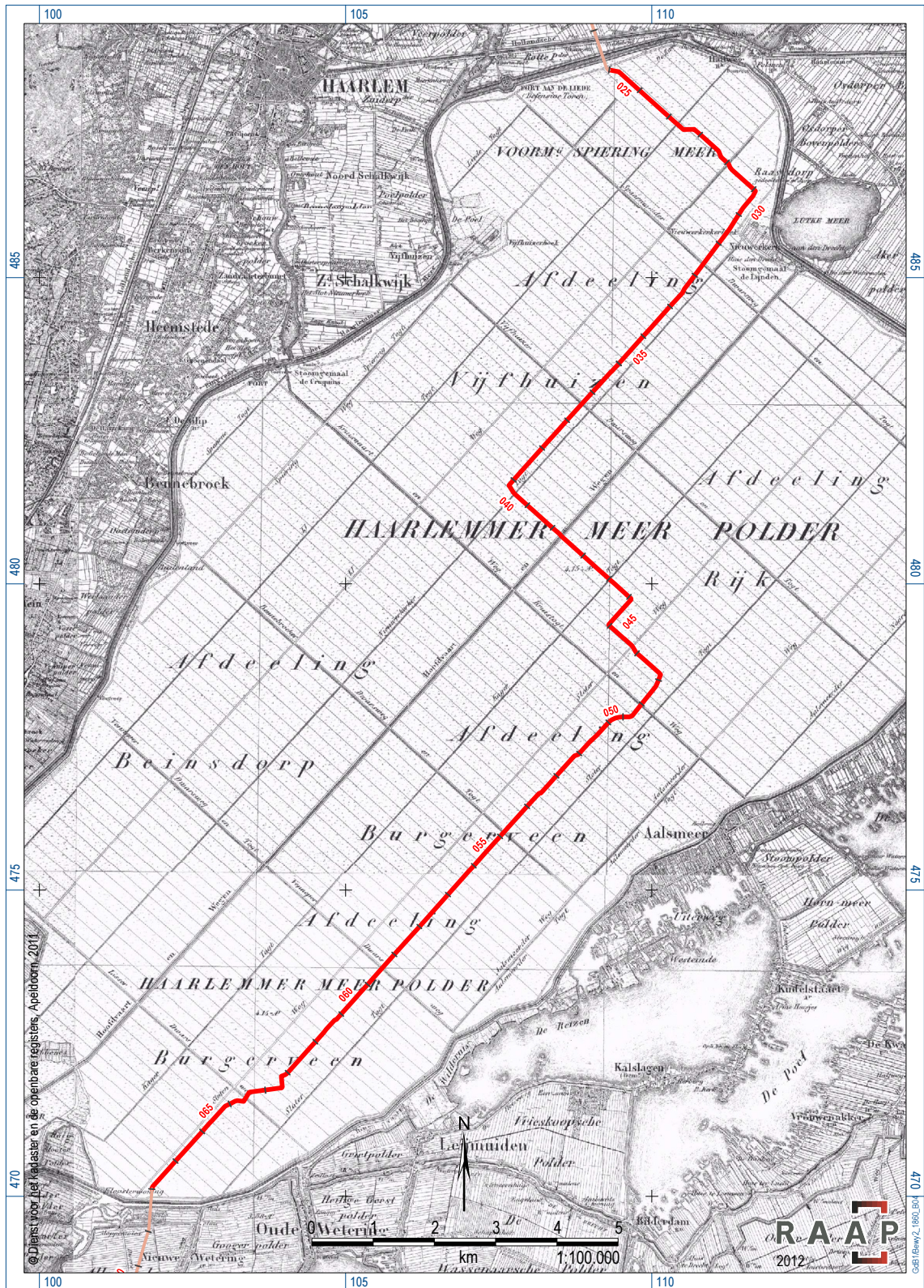
Via het zogenaamde zeegat van Hoofddorp stond het gebied ter hoogte van de huidige Haarlemmermeer tot circa 5000 jaar geleden in directe verbinding met de zee, waarbij een dik pakket mariene sedimenten werd afgezet (Haans, 1954).

Deze sedimenten worden lithostratigrafisch gerekend tot het *Laagpakket van Wormer (Formatie van Naaldwijk)*. Ze werden niet in één keer afgezet, maar in verschillende fasen (in het verleden aangeduid als Calais-I, -II, -III en -IV [Riezebos & Du Saar, 1969]). Van de oudste getijdenafzettingen in de Haarlemmermeer (ca. 6000-4300 voor Chr., ‘Calais-I’) zijn in de Haarlemmermeer nog slechts enkele erosieresten aanwezig. Afzettingen uit de hierop volgende periode (4300-3300 voor Chr., ‘Calais-II’) komen daarentegen wel op grote schaal voor. Deze afzettingen zijn in een rustig milieu ontwikkeld als wadsedimenten. Op enkele plaatsen was het land hoger opgeslibd en waren kwelders ontstaan die alleen bij extreem hoog water (springtij/stormvloed) overstromden. De kwelderafzettingen kenmerken zich door kalkarme en goed gerijpte, zware klei. Ook ontbreekt een uitgebreid geulenstelsel. Dit geldt niet voor de afzettingen uit de volgende perioden (3300-2700 en 2700-2000 voor Chr., resp. ‘Calais-III en -IV’).² In deze perioden ontstonden wijdvertakte geulenstelsels met oeverwallen. De oeverwallen en de verlande getijdengeulen bestaan uit sterk zandig materiaal.

² De Calais III-afzettingen worden ook wel ‘Hoofddorpgronden’ genoemd (zie Haans, 1954). De Calais IV-afzettingen worden ook wel ‘Beinsdorpfzettingen’ genoemd (zie Haans, 1954; Van den Berg & Kluiving, 1992).

RAAP-RAPPORT 2499

Rapportage Onderzoeken Archeologie Aardgastransportleiding Beverwijk-Wijngaarden (A-803)
Archeologisch vooronderzoek: een inventariserend veldonderzoek (verkennde en karterende fase)

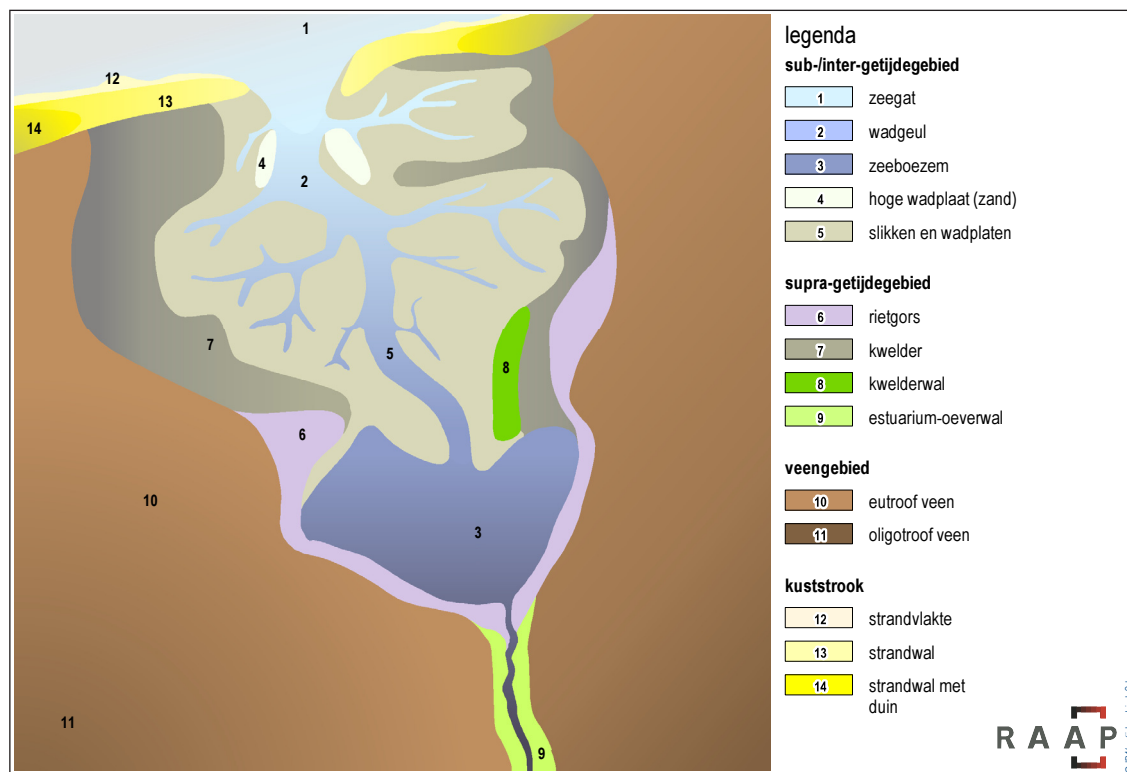


Figuur 5. Ligging van het gasleidingtracé ter hoogte van de Haarlemmermeerpolder, geprojecteerd op de Topografisch Militaire Kaart uit 1860.

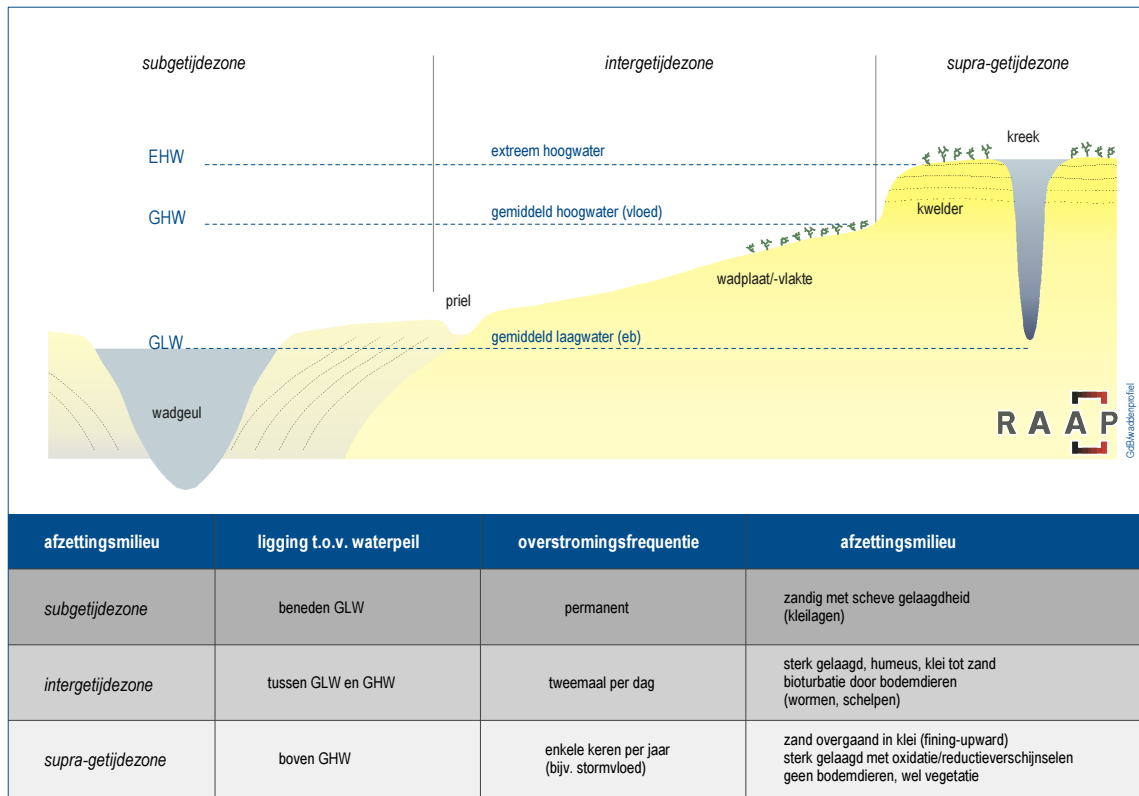
Sedimentatie in het waddegebied

Een belangrijke motor achter de erosie- en sedimentatieprocessen in een waddegebied is de getijdenwerking. Met de getijdenstromen voeren de aanwezige geulen zand en klei het waddegebied in. Analooq aan de sedimentatieprocessen in het riviereengebied (§ 2.4) wordt het zandige materiaal in en langs de geulen afgezet, terwijl de klei pas hoger op het wad bezinkt (wadvlakte; figuren 6 en 7). Het overgrote deel van het waddegebied valt droog bij laagwater en wordt met hoogwater weer overstroomd; de *intergetijdenzone*. Het zal duidelijk zijn dat de afzettingen in het intergetijdengebied ongeschikt zijn voor bewoning of (droog) gebruik.

De wadgeulen bestaan overwegend uit zand en vertonen (scheve) gelaagdheden. Bij de wadplaten, die ook uit zand bestaan, ontbreekt deze duidelijke gelaagdheid (laminatie). Bovendien vertonen de platen veelal een *fining upwards*: dat wil zeggen naar boven toe worden de wadplaten kleiiger. Dit heeft te maken met het opslibben van het waddegebied: des te hoger het wad is opgeslibd, des te moeilijker hebben de getijdenstroom er toegang tot het gebied. Als gevolg hiervan wordt in deze laatste fase voornamelijk klei afgezet in de opgeslibde wadvlakte. Verder kunnen in de wadvlakte nog krekken aanwezig zijn: kleinere - laag energetische - geultjes die bij ebstroom water van het hoger gelegen wad afvoeren naar de wadgeulen. Hét verschil met de getijdengeulen is dat laatstgenoemde juist zéér dynamisch zijn en de ondergrond tot grote diepte kunnen eroderen. Krekken hebben feitelijk geen eroderende werking. Binnen het getijdengebied kunnen verder zones onderscheiden worden die enkel bij zeer hoge waterstanden (springtij of stormvloed) overstroomd worden: de kwelders. Deze delen, die boven het GHW liggen, worden ook aangeduid als *supragetijdengebied*. In tegenstelling tot het waddegebied (intergetijdengebied) vormden de kwelders juist bij uitstek geschikte bewoningslocaties.



Figuur 6. Schematische opbouw van een volledig ontwikkeld getijdengebied (naar Pons & Van Oosten, 1974).



Figuur 7. Afzettingsmilieus binnen het getijdengebied (naar Zagwijn, 1986).

Lange tijd werd aangenomen dat vooral deze zandige oeverwallen en verlande getijdengeulen (Calais-III en -IV) gedurende het Neolithicum (5300-2000 voor Chr.) aantrekkelijk zijn geweest voor bewoning. Vóór deze tijd waren de oeverwallen nog niet gevormd en in latere perioden raakten ze langzaam met een veenmoeras overdekt. Op basis van een groot aantal veldonderzoeken (honderden boringen en oppervlaktekarteringen) is geconcludeerd dat dit waarschijnlijk niet het geval is (Haarhuis e.a., 1995; Oude Rengerink, 1997; De Rooij & Soonius, 1998; Schute, 1998; Molenaar, 1999; Molenaar, 2000). Een verklaring hiervoor is dat de afzettingen die in de Haarlemmermeerpolder voornamelijk bestaan uit intergetijdenafzettingen, hetgeen wil zeggen dat deze zijn afgezet beneden gemiddeld hoogwater ('tussen eb en vloed'). Deze mariene afzettingen zijn daarom ongeschikt geweest voor (droog) gebruik en bewoning.

Na de sluiting van het zeegat van Hoofddorp rond 5000 jaar geleden vernatte het gebied en groeide op de getijdenafzettingen een aanzienlijk veen(mos)pakket, dat zich gedurende enkele millennia kon ontwikkelen. Plaatselijk bereikte het veen een dikte van meer dan vier meter (Haans, 1954). Door dit veengebied liepen enkele veenstroompjes. Slechts een aantal kleine plekken bleef open water: het Spieringmeer in het noorden, het Haarlemmermeer in het midden en het Leidse meer in het zuiden. Door voortdurende oeverafslag verbonden deze meren zich met elkaar en ontstond in de loop van de Middeleeuwen één groot meer. Het verslagen veen werd door het Spaarne en het IJ afgevoerd. Aangenomen wordt dat de klei of het zand van de diepere ondergrond tijdens het wegslaan van het veen slechts op kleine schaal is geërodeerd.

In 1848 was het wateroppervlak bijna twee keer zo groot dan in 1250. Om verdere uitbreiding van het Haarlemmermeer tegen te gaan en om te voorkomen dat het meer met de oostelijk gelegen plassen tot één grote watervlakte zou uitgroeien, werd de Haarlemmermeer in 1852 drooggelegd. De Haarlemmermeerpolder is de grootste droogmakerij in Nederland (oppervlakte ca. 18.000 ha). Het maaiveld in de polder ligt tussen de 4,0 en 4,5 m -NAP. De polder wordt omgeven door de Ringvaart van de Haarlemmermeerpolder. De rechte en strakke verkaveling wordt doorsneden door wegen en tochten en de start-, landings- en taxibanen van Schiphol.

Aan de randen van de polder zijn op enkele plaatsen stukken oud land mee ingepolderd. Hier is dan ook een afwijkende verkaveling te vinden. Dit zijn delen waar nog restanten van het (middel-eeuwse) veendek aanwezig zijn: ter hoogte van KR-025 en KR-030/031.

2.4 Oude Rijngebied (Rijnland)

Voor de archeologische verwachting van de tracédelen rondom de Oude Rijn is de ontwikkeling van deze rivier de van belang (figuur 8). De volgende archeologische verwachtingen zijn geformuleerd ten aanzien van de onderscheiden geologische eenheden (De Boer e.a., 2011):

Rijnland	archeologische verwachting
stroomgordel (meandergordel en oever)	hoog (vanaf IJzertijd)
komafzettingen (mogelijk met crevasses/kreken)	middelhoog (Neolithicum-Romeinse tijd)

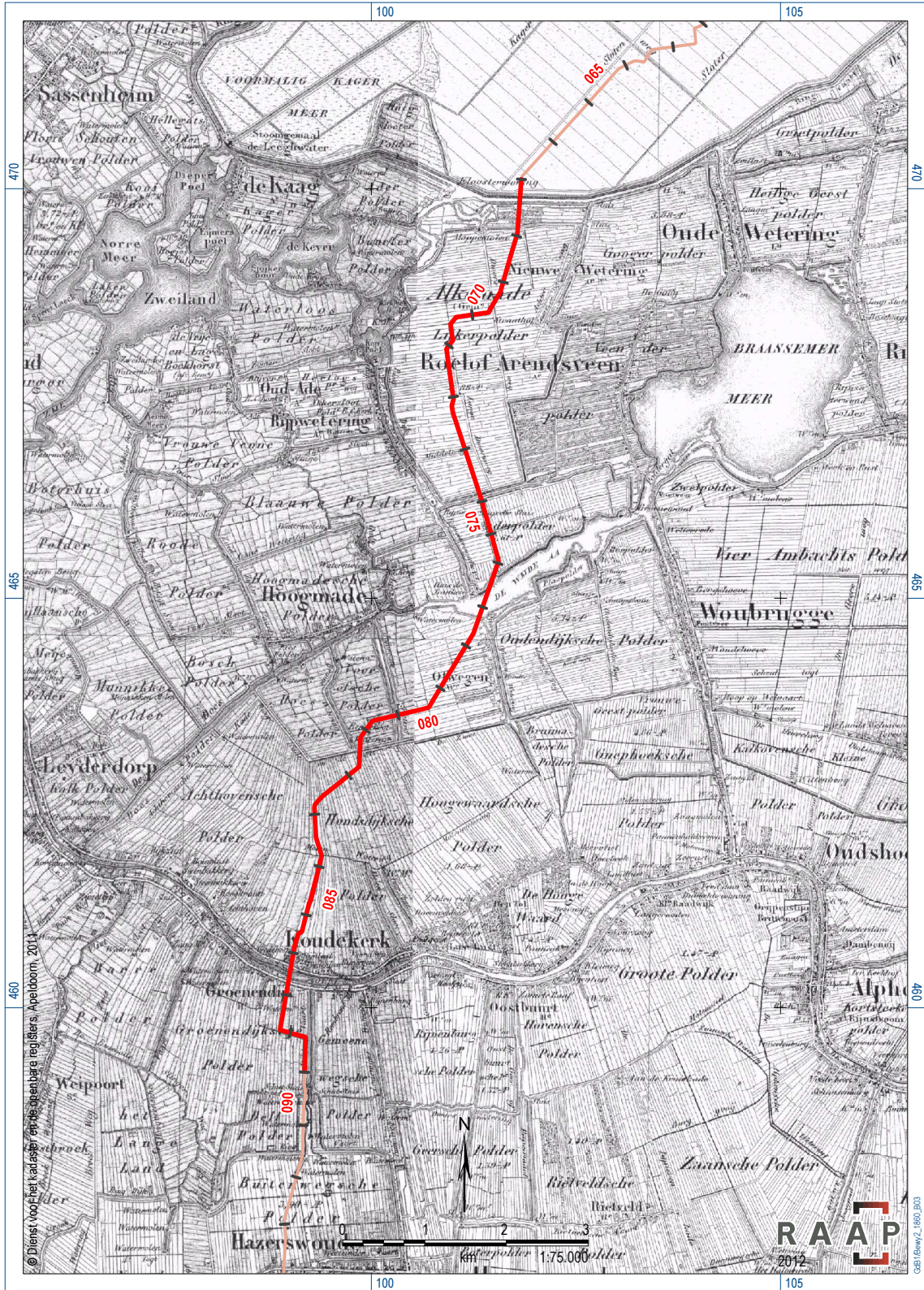
De stroomgordel van de Oude Rijn is actief sinds zo'n 6500 jaar geleden (Berendsen & Stoutamer, 2001). De Oude Rijn is een zogenaamde meanderende rivier, die zich kenmerkt door een relatief brede meandergordel: een zone met geul- of beddingafzettingen (ook wel aangeduid als kronkelwaardafzettingen; figuur 9). Deze ontstaat als gevolg van het stroomafwaarts verplaatsen van de meanderbochten, waarbij binnen de meandergordel continu erosie en sedimentatie plaatsvindt. Een stroomgordel is lithogenetisch verder onder te verdelen in beddingafzettingen, (rest-)geulafzettingen en oeverwalafzettingen. Binnen een meandergordel zijn doorgaans verschillende kronkelwaard- en restgeulen aanwezig. Alle rivierafzettingen worden lithostratigrafisch gerekend tot de *Formatie van Echteld*.

De rivierbeddingen zijn hoofdzakelijk opgevuld met (grof)zandig materiaal. Als de rivier bij hoog water buiten haar oevers treedt, bezinkt vlak buiten de bedding het zwaardere (zandige) materiaal, terwijl verder weg het lichtere (kleiige) sediment wordt afgezet. Door dit proces van laterale selectie ontstaan langs de randen van meandergordels zandige oeverwallen, en daarbuiten lager gelegen kleiige kommen. In perioden van verminderde (of geen) rivieractiviteit kan in het komgebied naast kleiafzetting ook veengroei plaatsvinden.

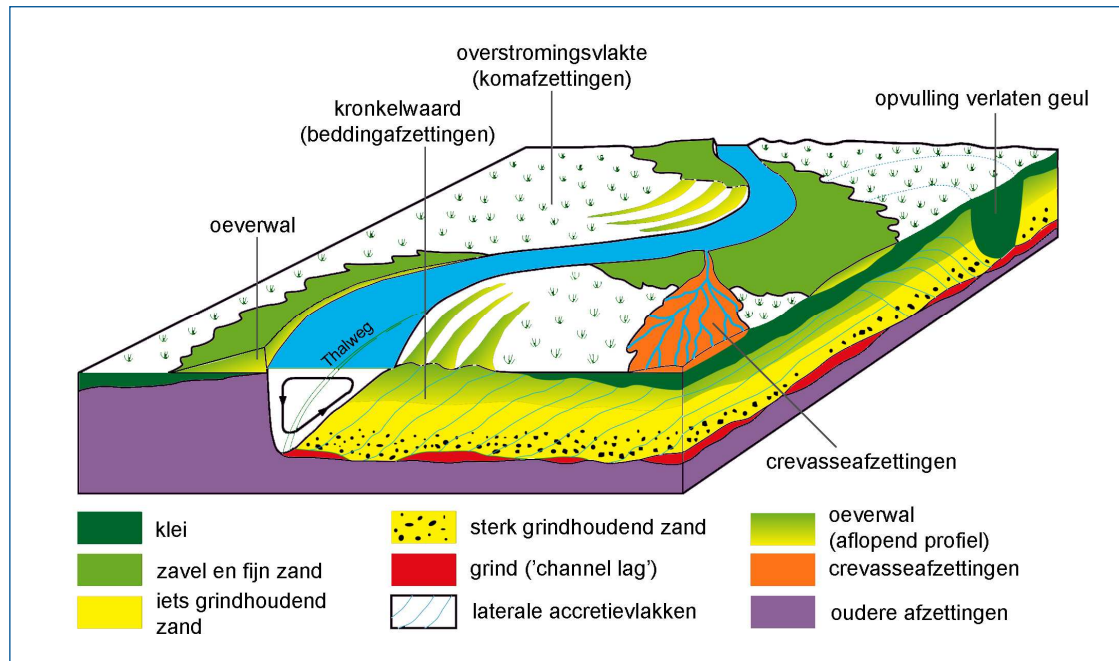
Bij het doorbreken of overstromen van een oeverwal bij hoog water kunnen erosiegeulen ontstaan, zogenaamde crevassegeulen. In en langs deze geulen vindt sedimentatie van zand en klei plaats. Dergelijke crevasseafzettingen zijn echter veel minder dik dan stroomgordelafzettingen (Berendsen, 2004).

RAAP-RAPPORT 2499

Rapportage Onderzoeken Archeologie Aardgastransportleiding Beverwijk-Wijngaarden (A-803)
Archeologisch vooronderzoek: een inventariserend veldonderzoek (verkenkende en karterende fase)



Figuur 8. Ligging van het gasleidingtracé ter hoogte van het Oude Rijngebied, geprojecteerd op de Topografisch Militaire Kaart uit 1860.



Figuur 9. Opbouw van een meanderende rivier (bron: Berendsen, 2004).

Dergelijke crevassesystemen bevinden zich ter hoogte van het tracé aan weerszijden van de Oude Rijn. Gesuggereerd wordt wel dat de vorming van deze crevasses gerelateerd moet worden aan het ontstaan van een open kust (rond 800 voor Chr.). Als gevolg hiervan ontwaterde het veengebied, hetgeen leidde tot inklinking van de bodem, waardoor het rivierwater bij overstromingen verder het komgebied kon stromen (De Kort & Jansen, 2005). Op een crevasse in de omgeving van Hazerswoude-Dorp zijn daarentegen archeologische resten uit het Neolithicum aangetroffen (Diependale & Drenth, 2010); overstromingen en crevasses ontstonden dus al eerder.

Opvallend is het grote aantal restgeulen dat binnen de meandergordel van de Oude Rijn aanwezig is; vaak is binnen een stroomgordel namelijk maar één (rest)geul aanwezig. Vermoedelijk is de aanwezigheid van meerdere restgeulen te verklaren door de nabijheid van de kust. Ter hoogte van het gasleidingstracé heeft de Oude Rijn waarschijnlijk meer het karakter van een trechtervormig estuarium met meerdere tegelijkertijd actieve geulen gehad dan van een karakteristieke meanderende rivier (figuur 9).

Een ander kenmerk van de Oude Rijn is dat zij haar loop slechts in beperkte mate heeft kunnen verleggen doordat aan weerszijden een hoogveenmoeras gelegen heeft. Dit is tevens een verklaring waarom de Oude Rijn in vergelijking met andere rivieren zo lang actief is geweest: de vorming van een nieuwe geul buiten de meandergordel van de Oude Rijn was nagenoeg onmogelijk. Wel heeft het proces van de verplaatsende meanderbochten in geval van de Oude Rijn vermoedelijk plaatsgevonden (gedurende de actieve periode). Hierdoor zijn de oudere kronkelwaardafzettingen en (delen van) de oeverwallen opgeruimd. Dit verklaart dat van de Oude Rijn relatief weinig archeologische resten ouder dan de IJzertijd bekend zijn, hoewel de Rijnrovers altijd gunstige bewoningslocaties gevormd zullen hebben.

Met het afdammen van de Kromme Rijn bij Wijk bij Duurstede in 1122 na Chr. kwam een eind aan de activiteit van de Oude Rijn (Dekker, 1980). Waarschijnlijk zal de afvoer van de Oude Rijn echter al eerder al - vanaf het ontstaan van de Lek, rond het begin van de jaartelling - afgenomen zijn.

2.5 Zuidplaspolder en Schieland

De droogmakerijen Zuidplaspolder en Schieland liggen direct ten zuiden van het Oude Rijngebied (figuur 10). Het gebied heeft een gelaagde opbouw, van boven naar beneden kunnen drie hoofdlagen onderscheiden worden:

- veenpakket (grotendeels afgegraven);
- oude getijdenafzettingen;
- fluviatiele afzettingen.

Voor de archeologische verwachting zijn de afgedekte stroomgordels van belang. De volgende archeologische verwachtingen zijn geformuleerd ten aanzien van de onderscheiden geologische eenheden (De Boer e.a., 2011):

Zuidplaspolder en Schieland	archeologische verwachting
vlakke van getijdenafzettingen	laag (alle perioden)
diepere stroomgordels	middelmatig (Neolithicum-Bronstijd)

Fluviatiele afzettingen

In de diepere ondergrond (vanaf ca. 8 m -NAP) zijn afzettingen van oude riviersystemen aanwezig: de Gouderak, Waddinxveen en Zuidplas. Deze stroomgordels waren globaal actief in de periode tussen 7500 en 5300 jaar geleden en vormen de voorlopers van de latere Oude Rijn (zie § 2.2). De toenmalige hoofdgeul van het Rijnsysteem ter hoogte van Hoek van Holland in zee. Dat veranderde rond 6500 jaar geleden, toen de hoofdstroom zich verlegde naar de Oude Rijn.

Een belangrijk verschil met de Oude Rijn was dat deze oude 'Rijntakken' zogenaamde anastomiserende rivieren waren. Dergelijke riviersystemen worden gekenmerkt door meerdere, gelijktijdige en onderling verbonden geulen die het veengebied ontsloten (Makaske, 1998). Kenmerkend voor een anastomiserend riviersysteem is het op grote schaal voorkomen van crevasses (oeverwaldoorbraken; zie ook § 2.4). Langs deze riviergeulen ontwikkelden zich smalle oeverwallen die onderling werden gescheiden door moerassige overstromingsvlakten met lokale meren (Berendsen, 2004). Nadat de bestaande rivierlopen - als gevolg van avulsies (rivierverleggingen) - niet meer actief waren, raakten ook de stroomgordels zelf overgroeid met veen.

Opvallend - gelet op de ouderdom en de relatief grote diepte - is dat op de afzettingen van de Gouderakstroomgordel bij een booronderzoek houtskool is aangetroffen (Depuydt, & De Koning, 2004). Mogelijk betreft het een mesolithische vindplaats (BEWY-113: De Boer e.a., 2011).

De (oude) rivierafzettingen worden lithostratigrafisch gerekend tot de *Formatie van Echteld*.