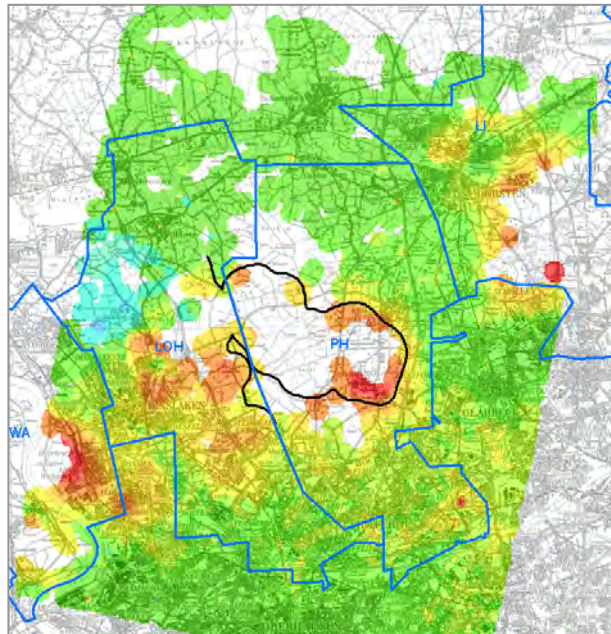


Analyse von Senkungserscheinungen außerhalb prognostizierter bergbaulicher Einwirkungsbereiche des Bergwerks Prosper-Haniel



31.8.2012

Gutachten

im Auftrag der Bezirksregierung Arnsberg, Abteilung 6

AUFTRAGNEHMER

TU Clausthal (TUC)

Institut für Geotechnik und Markscheidewesen

Erzstraße 18, D-38678 Clausthal-Zellerfeld

Univ.-Prof. Dr.-Ing. Wolfgang Busch

(wolfgang.busch@tu-clausthal.de)

PROJEKTPARTNER

Westfälische Wilhelms-Universität Münster (WWU)

Institut für Geologie und Paläontologie

Corrensstr. 24, D-48149 Münster

Univ.-Prof. em., Hon.-Prof., Dr. rer. nat. Wilhelm G. Coldewey

(coldewey@uni-muenster.de)

PROJEKTBEARBEITER

Dr.-Ing. Diana Walter (TUC)

(diana.walter@tu-clausthal.de)

M.Sc. Geowiss. Dominik Wesche (WWU)

(d.wesche@uni-muenster.de)

M.Sc. Geowiss. Ilka Tielmann (WWU)

(Ilka.Tielmann@uni-muenster.de)

Zitierung:

BUSCH, W., COLDEWEY, W. G., WALTER, D., WESCHE, D., TIELMANN, I. (2012): *Analyse von Senkungserscheinungen außerhalb prognostizierter bergbaulicher Einwirkungsbereiche des Bergwerks Prosper-Haniel.* – Gutachten der TU Clausthal und der WWU Münster vom 31.08.2012 im Auftrag der Bezirksregierung Arnsberg (Abt. 6); Clausthal-Zellerfeld.

Inhaltsverzeichnis

1. AUFGABENSTELLUNG	6
2. PROBLEMATIK	6
3. UNTERSUCHUNGSGEBIET	8
3.1. LAGEBESCHREIBUNG UND LANDNUTZUNG	8
3.2. GEOLOGIE DES UNTERSUCHUNGSGEBIETES	12
3.3. HYDROGEOLOGIE DES UNTERSUCHUNGSGEBIETES	14
3.4. TEKTONIK	20
4. GENERELLE URSACHEN FÜR BODENBEWEGUNGEN	22
4.1. BEGRIFFSBESTIMMUNG BODENBEWEGUNG	23
4.2. GEOGENE URSACHEN	24
4.3. ANTHROPOGENE URSACHEN	26
5. ZUR VERFÜGUNG GESTELLTE DATEN	32
6. AUSWERTUNG UND BEWERTUNG DER BEREITGESTELLTEN DATEN	33
6.1. PROGNOTIZIERTER SENKUNGSBEREICH	33
6.2. NIVELLEMENTS	33
6.3. KLIMADATEN	42
6.4. GRUNDWASSERMESSUNGEN	43
7. RADARINTERFEROMETRISCHE MESSUNG VON HÖHENÄNDERUNGEN	45
7.1. RADARDATEN	45
7.2. MESSVERFAHREN	45
7.3. DATENPROZESSIERUNG	46
7.4. RADARINTERFEROMETRISCHE ERGEBNISSE UND DEREN QUALITÄT	48
8. ZEITLICH-RÄUMLICHE URSACHE-WIRKUNGSANALYSE UND BEWERTUNG	66
8.1. ERFASSUNG VON HÖHENÄNDERUNGEN MIT SATELLITENGESTÜTZTER RADARINTERFEROMETRIE UND NIVELLEMENT	66
8.2. ZUSAMMENHANG ZWISCHEN GRUNDWASSERSTANDS- UND HÖHEN- ÄNDERUNGEN	88
8.3. ZUSAMMENHANG ZWISCHEN TEKTONIK UND HÖHENÄNDERUNGEN AUS LEITNIVELLEMENTS	100
8.4. DESKRIPTIVE ABSCHÄTZUNG DER SENKUNGSANTEILE	112
8.5. ABGRENZUNG BERGBAULICHER BODENBEWEGUNGEN	117

9. ZUSAMMENFASSUNG UND SCHLUSSFOLGERUNGEN	122
10. SCHRIFTENVERZEICHNIS	125
10.1. LITERATUR	125
10.2. KARTEN.....	128
ANHANG A1	129
ANHANG A2	130
ANHANG A3	134
ANHANG A4	137
ANHANG A5	138
ANHANG A6	139
ANHANG A7	140
ANLAGE 1	
ANLAGE 2	
ANLAGE 3	

Abkürzungsverzeichnis

ASAR	Advanced synthetic aperture radar
BH	Bauhöhen
BW	Bergwerk
DELOG	Deutsche Libbey-Owens-Gesellschaft für maschinelle Glasherstellung AG
E	Osten
GOK	Geländeoberkante
GW	Grundwasser
GWM	Grundwassermessstelle
HP	Höhenfestpunkt
IDW	Inverse distance weighting (inverse Distanzwichtung)
InSAR	Interferometric synthetic aperture radar
KVF	Künstlich veränderte Flächen
LANUV	Landesamt für Natur, Umwelt und Verbraucherschutz Nordrhein-Westfalen
LI	Bergwerk Lippe
LOH	Bergwerk Lohberg/Osterfeld
N	Nord
NN	Normalnull
NHN	Normalhöhennull
PH	Bergwerk Prosper-Haniel
PSI	Persistent scatterer interferometry
RAG	RAG Aktiengesellschaft, Herne
S	Süden
W	Westen
WA	Bergwerk Walsum

Analyse von Senkungserscheinungen außerhalb prognostizierter bergbaulicher Einwirkungsbereiche des Bergwerks Prosper-Haniel

1. AUFGABENSTELLUNG

Im Rahmen des vorliegenden Gutachtens sollen Ursachen für die aus der Höhenzeitfolgedatei der Staatlichen Vermessungsverwaltung des Landes Nordrhein-Westfalen ableitbaren Senkungen und Senkungstendenzen außerhalb des im aktuellen Rahmenbetriebsplan für das Bergwerk Prosper-Haniel der RAG AG dargestellten prognostizierten Senkungsnullrandes ermittelt und quantifiziert werden. Hierbei stehen insbesondere die Ortslage Bottrop-Kirchhellen und deren Umfeld im Fokus.

Leitgedanke des Gutachtens ist es, in Ergänzung der nur in großen zeitlichen und räumlichen Abständen punktweise nivellistisch gewonnenen Höhenänderungen durch Auswertung von Satellitenradardaten, unabhängig ermittelte und räumlich sowie zeitlich verdichtete Informationen über Höhenänderungen zu erhalten. In Verbindung mit der Recherche potentieller Bodenbewegungsursachen soll somit eine räumlich-zeitliche Analyse der Höhenänderungsanteile über einen Zeitraum von fast 6 Jahren ermöglicht werden.

2. PROBLEMATIK

Vor dem Hintergrund der Ergebnisse des Leitnivellements Ruhrgebiet im Frühjahr 2010 hat die Bezirksregierung Arnsberg (Abteilung 6 - Bergbau und Energie in NRW) die RAG AG im August 2010 aufgefordert, durch einen unabhängigen und anerkannten Sachverständigen ein Gutachten zu der Frage des Grenzwinkels des Bergwerks Prosper-Haniel anfertigen zu lassen. Dieses Gutachten wurde von Prof. Dr.-Ing. Axel Preuße, RWTH Aachen, erstellt (PREUßE 2011). Die gutachterlichen Analysen bestätigen in den meisten Fällen den auf dem Bergwerk Prosper-Haniel angesetzten Grenzwinkel von 60 gon. Gleichzeitig führt der Gutachter aber auch aus, dass die Leitnivellements-messungen insbesondere im Bereich der Ortslage Bottrop-Kirchhellen mit einem Grenzwinkelansatz von 60 gon nicht zu erklären sind. Ursächlich hierfür können nach seiner Einschätzung nicht bergbauliche Einflüsse sein, wie z. B. geologisch bedingte Bodenbewegungen oder Grundwasserentnahmen, deren Größe und Ausdehnung zur Zeit nicht näher bekannt sind. Hier bedarf es nach Aussage des Gutachters noch weiterer Untersuchungen.

Mehrfach wird vom Gutachter PREUBE (2011) ausgeführt, dass die dem Gutachten zugrunde liegenden Messungsergebnisse für die Beantwortung der in Rede stehenden Fragestellung nur bedingt geeignet sind. Aus der Sicht der Bergbehörde bestehen daher Zweifel, dass die gutachterlichen Ausführungen zur Frage des Grenzwinkels für das Bergwerk Prosper-Haniel hinreichend belastbar sind. Auch vor dem Hintergrund der Ergebnisse des Gutachtens von PREUBE (2011) lassen sich die in der Ortslage Bottrop-Kirchhellen beobachteten Senkungen weder hinreichend wahrscheinlich auf bergbauliche Einflüsse zurückführen noch kann ein solcher Ursachen-Zusammenhang ausgeschlossen werden. Als mögliche weitere Ursachen werden von PREUBE (2011) rezente Bodenbewegungen, ein Einfluss der Tektonik, die Einfallensverhältnisse der Lagerstätte, eine hohe Durchbauung, Druckentspannungen, hydrogeologische Faktoren, Auskiesungsbetriebe und das Vorhandensein humoser Schichten genannt, die weiter untersucht werden sollten.

Es ist bekannt, dass Ursachen für Höhenänderungen grundsätzlich geogener und anthropogener Art sind. Insbesondere kommen aus unserer Sicht hier in Betracht:

- Senkungseinwirkungen des untertägigen Steinkohlebergbaus
- Setzungen durch bergbaubedingte Grundwasserabsenkung (Sümpfung)
- Setzungen in Folge einer Grundwasserabsenkung durch den Betrieb von Trinkwassergewinnungsanlagen
- Setzungen in Folge einer Grundwasserabsenkung durch den Betrieb von Steine- & Erden-Tagebauen
- Tektonisch bedingte Höhenänderungen

Hiervon zu unterscheiden sind Ursachen für die Änderungen von gemessenen Höhenwerten. Direkt messtechnisch gewonnene oder berechnete Höhenänderungswerte (abgeleitet aus zu verschiedenen Zeitpunkten gemessenen Höhen) beinhalten zunächst die aus verschiedenen Gründen entstandenen Höhenänderungen (Nutzsignal) aber auch, nach Entfernung grober Messfehler, (i. d. R. kleine) zufällige und (sofern bekannt, eliminier-bare) systematische Fehleranteile, die vom angewendeten Mess- und Auswerte-ver-fahren abhängen.

Wegen der Überlagerung der verschiedenen Höhenänderungsanteile ist die signifikante Benennung eines den spezifischen Ursachen zuzuordnenden Anteils aus den messtechnisch ermittelten Höhenänderungen somit nur unter Berücksichtigung der messtechnischen Unsicherheiten und der charakteristischen Merkmale / Wirkungsketten (wenn bekannt) der verschiedenen Ursachen möglich.

3. UNTERSUCHUNGSGEBIET

3.1. LAGEBESCHREIBUNG UND LANDNUTZUNG

Das Untersuchungsgebiet liegt im westlichen Ruhrgebiet zwischen den Ortschaften Schermbeck im Norden, Dorsten und Gladbeck im Osten, Bottrop und Oberhausen im Süden sowie Duisburg, Dinslaken und Hünxe im Westen (Abbildung 1). Es umfasst eine Gesamtfläche von ca. 300 km² mit einer Ausdehnung von 14,5 km x 20,5 km (Tabelle 1).

Tabelle 1: Eckkoordinaten des Untersuchungsgebietes im DHDN 90 System (Gauß-Krüger, Bessel).

Rechtswert [m]	Hochwert [m]
2 552 500	5 709 000
2 567 000	5 729 500

Es ist im nördlichen Bereich überwiegend ländlich geprägt, im Osten und Süden dagegen stark industriell städtisch mit dichter Infrastruktur und Bebauung. Die Siedlungsfläche beträgt insgesamt 130 km². Die weitaus größten Bereiche des Untersuchungsgebietes entfallen auf landwirtschaftliche Nutzflächen (ca. 100 km²), welche hauptsächlich bei Braunerden, Gleyen und Pseudogleyen anzutreffen sind.

Forstwirtschaft wird überwiegend auf Podsol und Pseudogley betrieben. Die forstwirtschaftlichen Flächen betragen im Untersuchungsgebiet ca. 70 km² und sind auf den zentralen Bereich des Untersuchungsgebietes konzentriert. Große zusammenhängende Forstflächen bilden dort die Kirchheller Heide, der Hiesfelder Wald und der Köllnische Wald im Süden sowie die Forste am Gartroper Mühlenbach und Rehrbach im Norden. Eine umfassende Veränderung der Landnutzung durch die Land- und Forstwirtschaft in den letzten Jahren ist nicht zu verzeichnen. Somit ist auch eine Änderung des Grundwasserspiegels durch eine veränderte Grundwasserneubildung nicht zu erwarten.

Als Hauptvorfluter tritt im Norden des Untersuchungsgebietes die Lippe auf, die von Ost nach West fließend, in den Rhein mündet. Die ursprünglichen Vorflutverhältnisse sind vielerorts durch anthropogene Eingriffe wie Abgrabungen, Bebauungen, Deponien oder landwirtschaftliche Eingriffe verändert. Eine wasserwirtschaftliche Nutzung findet im Untersuchungsraum durch die Brunnengalerie Holsterhausen nördlich der Lippe, zwischen den Orten Dorsten und Schermbeck, statt. Hier wird aus Teufen von ca. 70 m bis 100 m Grundwasser aus den Sanden der Haltern- und Recklinghausen-Schichten gefördert (Kapitel 3.3). Die Bezirksregierung Münster setzte das Einzugsgebiet sowie das der Brunnengalerie Üfter Mark nördlich des Untersuchungsraumes, im Jahre 1998 als gemeinsames Wasserschutzgebiet (WSG) Holsterhausen/Üfter Mark fest. Die WSG-Zonen 3a und 3b zwischen den Orten Gahlen, Dorsten und Kirchhellen sind im

Gutachten von PREUBE (2011) dargestellt. Das gesamte Wasserschutzgebiet hat eine Fläche von insgesamt ca. 184 km² (ARBEITSKREIS WASSERWERKE HALTERNER SANDE 2002).

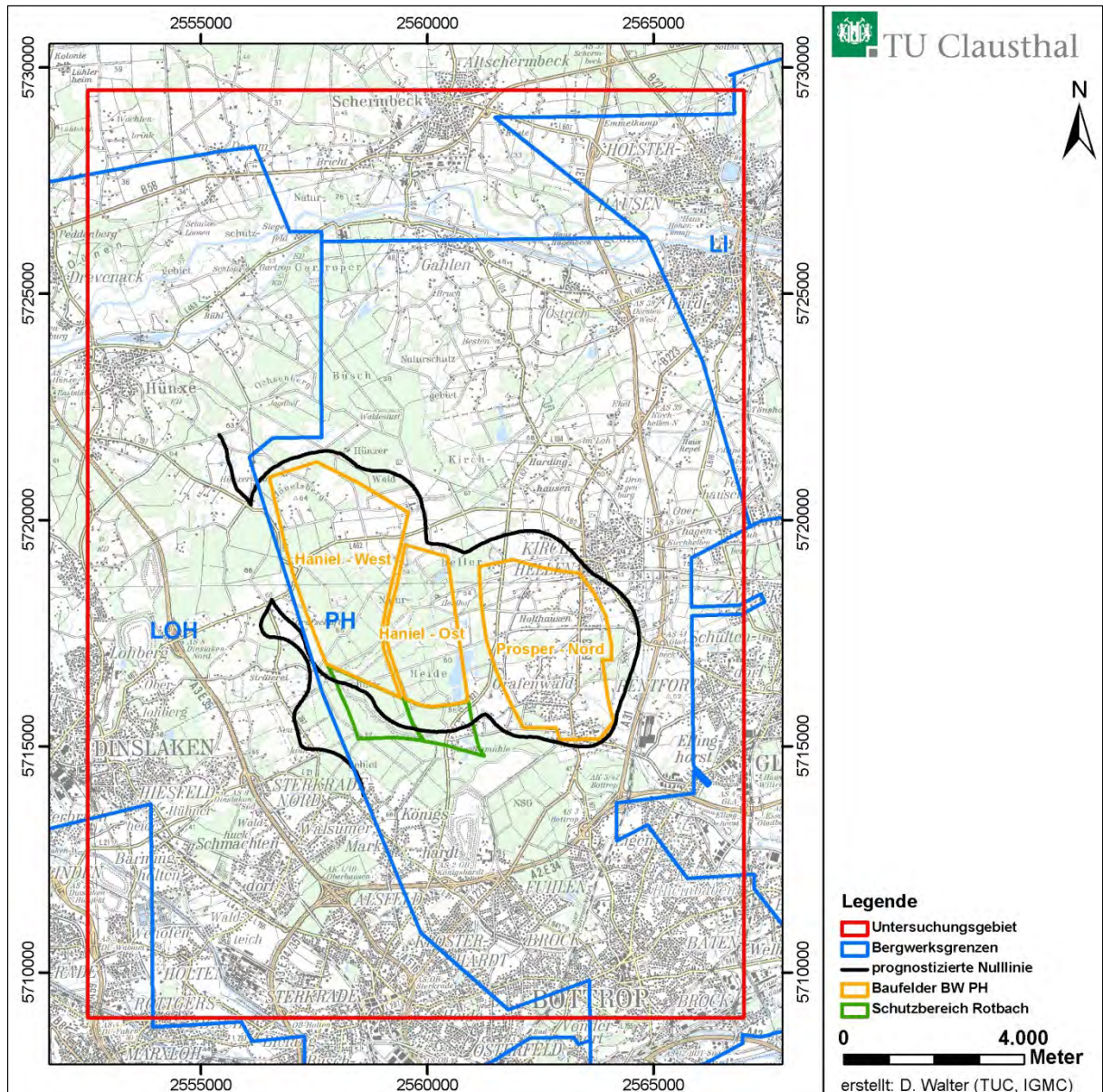


Abbildung 1: Untersuchungsgebiet mit den Bergwerksgrenzen von Lohberg/Osterfeld (LOH), Prosper-Haniel (PH) und Lippe (LI), den Baufeldern des BW PH (Haniel-West, Haniel-Ost und Prosper-Nord) und der prognostizierten Senkungsnulllinie des BW Prosper-Haniel (1999 - 2019).

Das Untersuchungsgebiet ist stark bergbaulich geprägt, zum einen durch die untertägige Steinkohlengewinnung, zum anderen durch den übertägigen Abbau von u. a. Steinen und Erden in weiten Teilen des Untersuchungsgebietes (Abbildung 2 und Anlage 3). Sandabbau sind im Verbreitungsgebiet der sandigen Lippe-

Hauptterrassen (Quartär) sowie der Sande der Bottrop- und Haltern-Schichten (Oberkreide) zu finden (Kapitel 3.3). In Abbildung 2 sind u.a. bereits verfüllte Sand-Kies-Abbaue mit dargestellt. Ein signifikanter Tonabbau fand früher im Bereich Schermbeck statt. Heute werden vor allem die Tone der Ratingen-Schichten südlich der Lippe bei Gahlen abgebaut. Die aufgelassenen Tongruben werden zur Ablagerung von Sonderabfallstoffen (Deponien) genutzt. Im südlichen Untersuchungsraum zeugen Bergehalden von dem untertägigen Steinkohlenabbau.

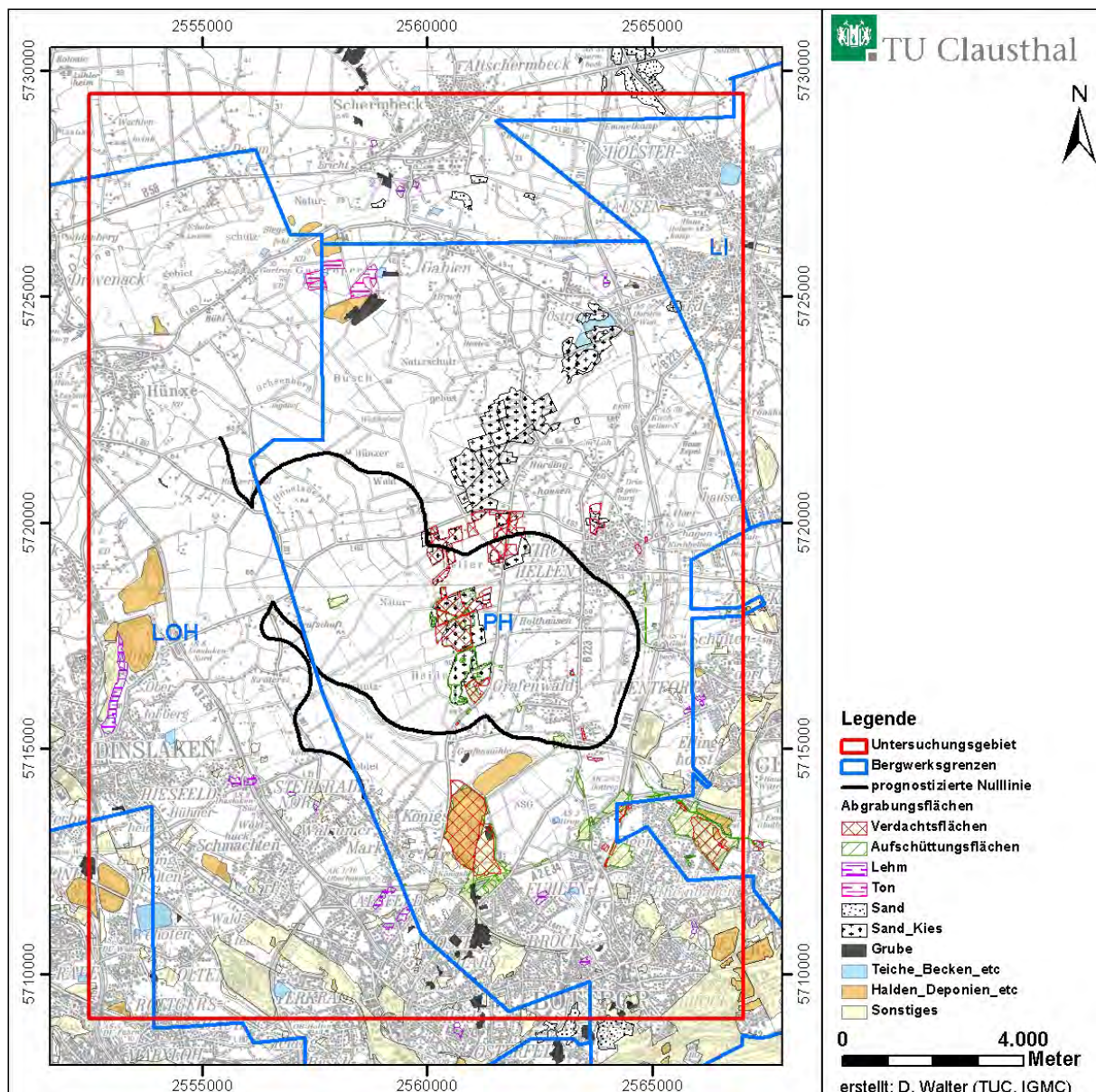


Abbildung 2: Abgrabungs- und Aufschüttungsflächen im Untersuchungsgebiet (Quellen: Geologischer Dienst NRW, Stadt Bottrop; Daten ungeprüft und ohne Zeitangaben!)

Die untertägige Steinkohlengewinnung begann ab etwa 1850 im südlichen Bereich des Untersuchungsgebietes mit dem Bergwerk Prosper in Bottrop (Abbildung 3). Ab etwa 1900 folgten weitere Bergwerke nördlich im Bereich des Bergwerks Vereinigte Gladbeck (Bergwerk Möller in Rentfort und Rheinbaben in Bottrop, Förderung 1901-1967) sowie östlich von Kirchhellen mit dem Bergwerk Zweckel (Gladbeck, Förderung: 1911-1963). In den Schächten Lohberg 1 und 2 auf der Landstraße zwischen Dinslaken und Hünxe wurde ab 1914 von der Gewerkschaft Lohberg Steinkohle gefördert. Im Norden erfolgte von 1911 bis 1931 im Ortsteil Holsterhausen (Dorsten) die Kohleförderung am Förderstandort des Bergwerks Baldur. Westlich von Bottrop förderten das Bergwerk Jacobi von 1916 bis 1974 und das Bergwerk Sterkrade von 1903 bis 1933 Steinkohle. Die Förderung auf dem Bergwerk Franz Haniel (heutige Schachanlage Franz-Haniel 1/2 des Bergwerks Prosper-Haniel) startete, aufgrund von anfänglichen Wasser- und Schwimmsandeinbrüchen beim Schachtbau sowie der Kriegsgeschehnisse 1943, erst ab 1952.

Aufgrund der Zusammenschlüsse verschiedener Grubenfelder und der Eingliederung in die Ruhrkohle AG, heutige RAG Aktiengesellschaft, entstanden zuletzt die Bergwerke Walsum (WA) (westlich des Untersuchungsgebietes), Lohberg/Osterfeld (LOH), Prosper-Haniel (PH) sowie Lippe (LI) (Abbildung 1). Das BW Walsum wurde Ende Juni 2008 stillgelegt, Lohberg/Osterfeld am 30.12.2005 und das BW Lippe am 19.12.2008. Im Bergwerk Prosper-Haniel wird in 3 Baufeldern Steinkohle abgebaut, zum einen in den Feldern Haniel-West und Haniel-Ost, die fast ausschließlich im Bereich der Kirchheller Heide liegen, zum anderen im Feld Prosper-Nord, das sich im Gebiet von Grafenwald und Holthausen (Kirchhellen) befindet.

Entsprechend der Aufgabenstellung steht das BW Prosper-Haniel, als aktives Bergwerk, im Fokus der Untersuchungen. Wie anhand der Chronologie der Bergwerke erläutert, ist der aktuelle Abbaubereich des BW Prosper-Haniel umgeben von Altbergbaubereichen. Im Süden kommt es aufgrund der Überlagerung verschiedenster Wasserhaltungsmaßnahmen des aktiven Bergbaus im Zusammenspiel mit altbergbaulichen Hohlräumen zu Einwirkungen an der Tagesoberfläche. Im Westen treten Überzugseffekte im Einwirkungsbereich des BW Prosper-Haniel auf, infolge der vergangenen Abbau-Aktivitäten des ehemaligen BW Lohberg/Osterfeld. Aus diesem Grund werden in diesem Gutachten für diese Bereiche keine Aussagen zu außerhalb prognostizierter bergbaulicher Einwirkungsbereiche sowie zu Ursachen auftretender Höhenänderungen getroffen. Diese räumliche Einschränkung wird durch die im Gutachten erzielten Ergebnisse näher verdeutlicht und begründet.

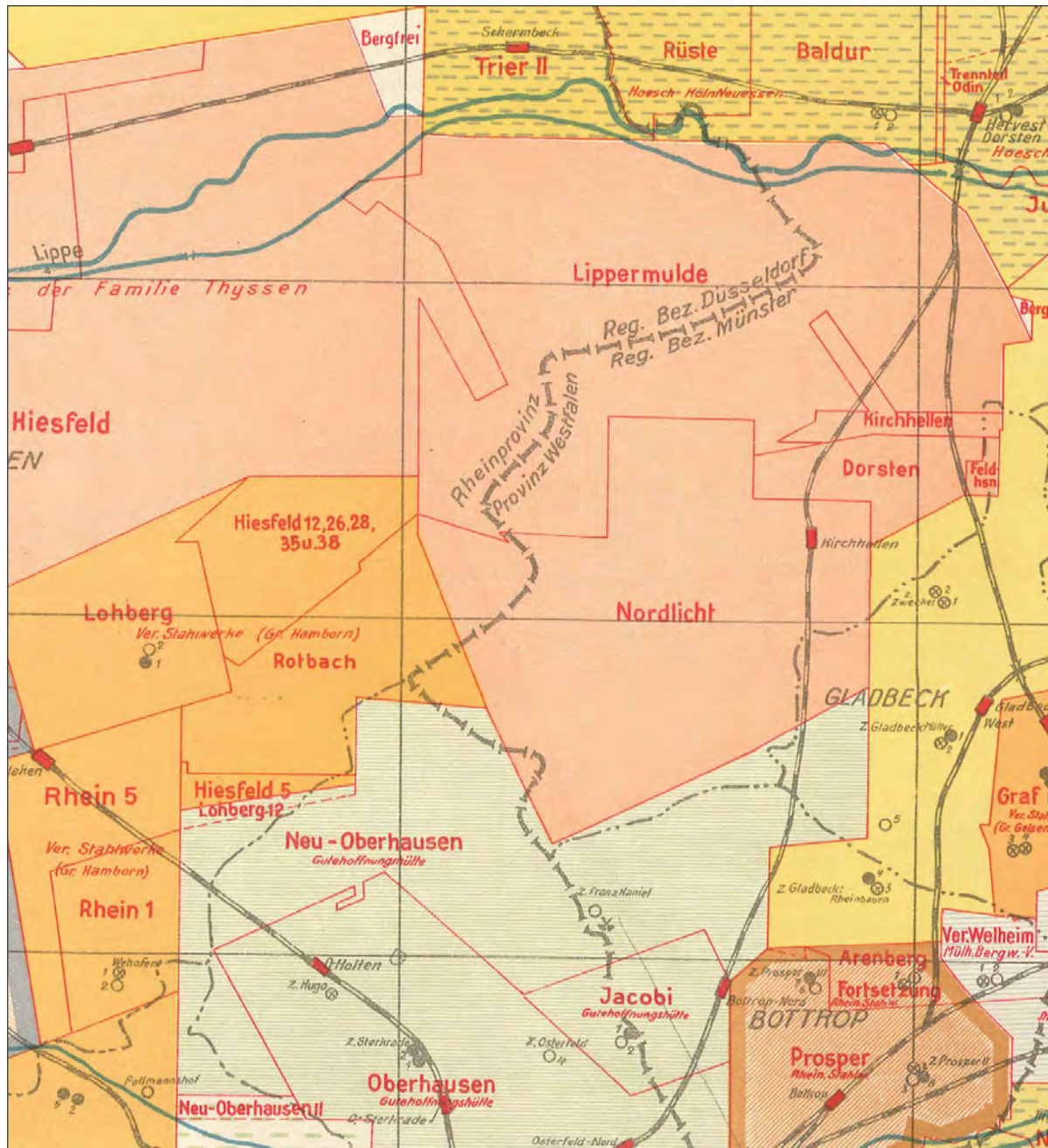


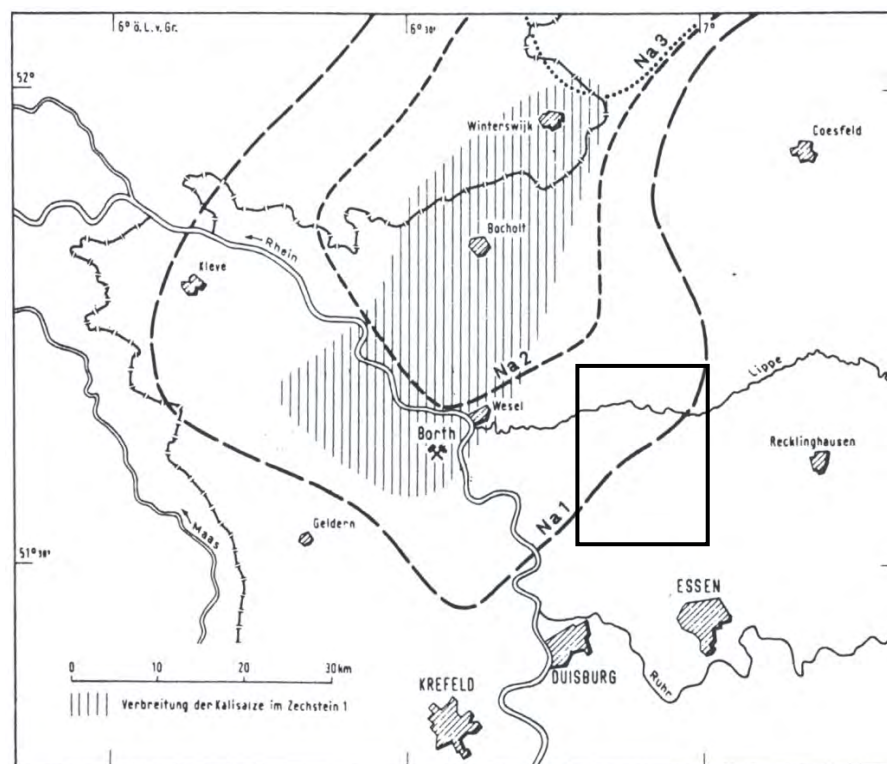
Abbildung 3: Felderbesitz im Untersuchungsgebiet (Ausschnitt aus der Karte „Der Felderbesitz im niederrheinisch-westfälischen Bergbaubezirk“, 6. verbesserte Ausgabe, Stand 1931).

3.2. GEOLOGIE DES UNTERSUCHUNGSGEBIETES

Zu den ältesten bekannten geologischen Einheiten im Untersuchungsgebiet, die durch den Bergbau aufgeschlossen wurden, zählen die flözführenden Oberkarbon-Schichten des Westfal A (Bochum-Schichten) (WREDE et al. 2000). In dem feuchtwarmen Klima des

Karbon entstand - bedingt durch orogene Aktivität und schwankende Meeresspiegelstände - eine zyklische Abfolge von Kohlen, Sandsteinen und Tonsteinen.

Im Oberen Perm drang das Meer zeitweise in das Becken im westlichen Bereich des Rheinischen Ruhrkohlenreviers ein und wurde durch eine Schwelle im Raum Winterswijk vom offenen Meer weitgehend abgeschnürt. Aufgrund des vorherrschenden ariden Klimas kam es durch die starke Verdunstung zu einer Ausfällung mächtiger chemischer Sedimente, wie Kalkstein, Dolomit und Anhydrit, bis hin zu Steinsalz und Kalisalz im Beckenzentrum. Diese sogenannten Zechstein-Sedimente erreichen im Süden des Untersuchungsgebietes Mächtigkeiten von bis zu 130 m (WREDE et al. 2000). Es handelt sich bei diesen überwiegend um das Werra-Steinsalz (Na1) der Werra-Folge (Z1, Abbildung 4). In Richtung Norden schließen sich die Staßfurt-Folge (Z2 mit Unterem Staßfurt-Steinsalz Na2) und die Leine-Folge (Z3 mit Leine-Steinsalz Na3) an. Die Hangenden Sedimente des Buntsandstein finden sich im Bereich des westlichen Rheinischen Ruhrkohlenreviers, das zu dieser Zeit kontinental geprägt war, überwiegend in tektonischen Gräben, in denen Schuttströme in Mächtigkeiten von bis zu 120 m abgelagert wurden.



**Abbildung 4: Verbreitung der Zechstein-Salze in der Niederrheinischen Bucht (THIERMANN 1971);
(Das schwarze Rechteck umreißt das Untersuchungsgebiet).**

Mit Beginn der Cenoman-Transgression zu Beginn der Oberkreide kam es aus nördlicher Richtung zu einem raumgreifenden Meeresvorstoß auf das Rheinisch-Westfälische Steinkohlengebirge. Aus diesem an Calciumcarbonat übersättigtem

Flachmeer wurden im Zeitraum von Cenoman bis zum Campan mächtige Kalksteinpakete abgelagert (Anhang A1). Das mit ca. 2° - 3° nach Norden einfallende Grundgebirge aus Schichten des Karbon, Zechstein und Buntsandstein wurde hierbei diskordant von diesen kreidezeitlichen Deckgebirgssedimenten überlagert. Die Mächtigkeit der Kreide-Sedimente nimmt von ca. 170 m im Süden des Untersuchungsgebietes (WREDE et al. 2000) bis ca. 500 m im Norden zu.

Unter dem im Tertiär vorherrschenden feuchtwarmen Klima wurden die oberflächennahen Kreidesedimente tiefgründig verwittert und z. T. flächenhaft abgetragen. Zu einem erneuten Meeresvorstoß kam es im Mitteloligozän, nachdem - ausgelöst durch das bruchtektonische Einsinken der Niederrheinischen Bucht - das Meer aus Nordwesten in Richtung des Untersuchungsgebietes vordringen konnte. Es wurden hierbei Sande und, mit zunehmender Wassertiefe, tonig-schluffige Sedimente in Mächtigkeiten von bis zu 80 m abgelagert (WREDE et al. 2000).

Mit Beginn des Quartär kam es in diesem Gebiet durch eine bedeutende Abkühlung des Klimas zu einem Meeresspiegelrückgang und der Ablagerung glazigener Sedimente. Es dominieren Lockergesteine des Pleistozän, deren Ablagerungen durch Wechsel von Kalt- und Warmzeiten geprägt sind. Die glazialen Ablagerungen sind im gesamten Untersuchungsgebiet nahezu flächendeckend verbreitet, variieren jedoch stark hinsichtlich ihrer Mächtigkeit und ihrer Lithologie. Eisvorstöße der Saale-Kaltzeit (Pleistozän), in der das Nordische Inlandeis am weitesten nach Westen vordrang, sind in Form von bis zu 2 m mächtigen Grundmoränen (Anlage 3) und Terrassenablagerungen bis in den Bereich des heutigen Niederrheins überliefert. Im Bereich der Lippe und weiterer Vorfluter entstanden Niederterrassen als flächenhafte Aufschüttungen. Die Kornzusammensetzung der Niederterrassen ist aufgrund ihres fluviatilen Charakters sehr heterogen und umfasst alle Korngrößen von Feinsand bis Kies. In dem jüngsten, noch andauernden Zeitabschnitt der erdgeschichtlichen Entwicklung, dem Holozän, dominieren sandige und torfhaltige Ablagerungen in den Tal- und Flussauen.

3.3. HYDROGEOLOGIE DES UNTERSUCHUNGSGEBIETES

Das lokale Grundwasserleitersystem im Untersuchungsgebiet ist in besonderem Maße durch eine komplexe Abfolge von Grundwasserleitern, Grundwasserhemmern sowie Grundwasserstauern geprägt, die zu einem komplizierten Grundwasserstockwerkbau geführt haben. Die auftretenden oberflächennahen Grundwasserleiter können aufgrund von hydraulischen Verbindungen lokal miteinander verbunden sein.

Eine große Verbreitung besitzen im Untersuchungsgebiet die Deckschichten des Quartär (Anlage 1) entlang der Hauptvorfluter. Im Wesentlichen bestehen diese aus sandigen bis kiesigen Ablagerungen der Nieder- und Hauptterrassen, die relativ gut durchlässige Porengrundwasserleiter darstellen. Die jüngeren Hauptterrassen bilden mit maximalen grundwassererfüllten Mächtigkeiten von etwa 8 m den obersten Grundwasserleiter

Die Bottrop-Schichten des Campan im Liegenden der Ratingen-Schichten setzen sich aus einer relativ inhomogenen Schichtenfolge aus Tonmergeln, Sandmergeln und Mergelsanden zusammen und sind als Grundwasserhemmer einzustufen. Die Durchlässigkeitsbeiwerte wurden von LOSEN & KONRADS (2001) mit ca. $k_f = 8 \cdot 10^{-10}$ m/s bis ca. $k_f = 3 \cdot 10^{-8}$ m/s angegeben. Im Bereich der Bottroper Kreidemulde treten sie mit Mächtigkeiten von teilweise über 50 m in geschlossener Verbreitung auf (Abbildung 6). In Bereichen, in denen weder die Bottrop-Schichten noch die Ratingen-Schichten ausgebildet sind, können die einzelnen Grundwasserleiter (Quartär, Haltern-Schichten, Recklinghausen-Schichten) verbunden sein und einen zusammenhängenden Grundwasserkörper bilden. Im westlichen Untersuchungsgebiet können zwischen den Bottrop-Schichten und Ratingen-Schichten bis zu 15 m mächtige schluffige Feinsande des Tertiär eingelagert sein. Diese sogenannten Walsum-Schichten bilden einen feinkörnigen Porengrundwasserleiter mit geringer bis mäßiger Durchlässigkeit (ca. $k_f = 1 \cdot 10^{-5}$ m/s), in dem gespanntes Grundwasser anzutreffen ist (WREDE et al. 2000).

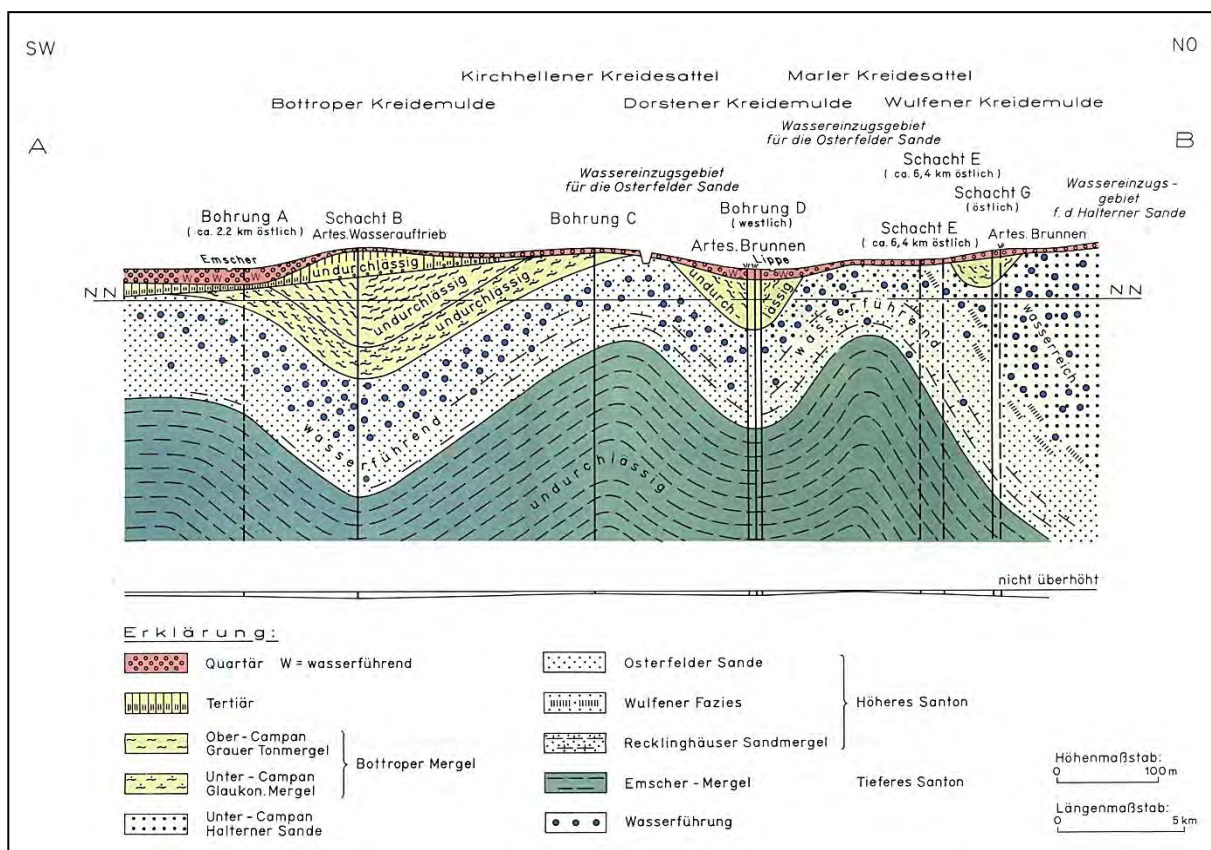


Abbildung 6: Hydrogeologische Verhältnisse der Kreide-Mulden im westlichen Ruhrgebiet (40-fach überhöht, WOLANSKY 1966). Die Profilspar (A-B) ist in Abbildung 5 dargestellt.

Die Grundwasserhemmer der Oberkreide und des Tertiär trennen den oberen Grundwasserleiter vom Hauptgrundwasserleiter im Liegenden. Die Haltern-Schichten des Mittelsanton bis Untercampan bilden diesen regional bedeutendsten Grundwasserleiter, der die zentrale Basis für die Trink- und Brauchwasserversorgung großer Teile des nördlichen Ruhrgebietes darstellt. Sie bestehen vorwiegend aus mächtigen Folgen teilweise eisenschüssiger Fein- und Grobsande, weshalb sie auch als Halterner Sande bezeichnet werden. In Richtung Westen können diese Haltern-Schichten durch eingeschaltete Kalksandsteinbänke intern differenziert sein (LOSEN & KONRADS 2001). Im Bereich der sandigen Ausbildung liegen die Durchlässigkeitsbeiwerte im Bereich von ca. $k_f = 1 \cdot 10^{-4}$ m/s bis $k_f = 4 \cdot 10^{-4}$ m/s. Die Verbreitung der Haltern-Schichten ist im Untersuchungsgebiet auf den nördlichen Bereich begrenzt, wobei Mächtigkeiten von ca. 150 m in der Regel nicht überschritten werden. Im nördlichen Bereich der Wulfener und Dorstener Kreidemulden kann infolge der Bedeckung der Haltern-Schichten durch die Bottrop-Schichten im unteren Grundwasserleiter gespanntes bis artesisch gespanntes Grundwasser auftreten (WOLANSKY 1966).

Der Hauptgrundwasserleiter wird im Liegenden von den Recklinghausen-Schichten aufgebaut (Abbildung 5, Abbildung 6). Diese bestehen aus einer Wechsellagerung von Mergeln, Sandmergeln und mergeligen Sanden und zeigen somit lokal variable hydrogeologische Eigenschaften (LOSEN & KONRADS 2001). Die Recklinghausen-Schichten stellen aufgrund eingeschalteter Kalkmergelbänke eine Mischung aus einem Poren- und Kluftgrundwasserleiter dar. Die Durchlässigkeitsbeiwerte liegen nach MEINERS (1986) im Bereich von $k_f = 1 \cdot 10^{-5}$ m/s und $k_f = 1 \cdot 10^{-6}$ m/s. Die Mächtigkeit der Recklinghausen-Schichten beträgt im Raum Kirchhellen ca. 70 m und nimmt in Richtung NW auf etwa die doppelte Mächtigkeit zu. Im Süden des Untersuchungsgebietes sind die Recklinghausen-Schichten faziell mit den grundwasserleitenden Osterfeld-Schichten verzahnt, die aus einer Wechsellagerung von Fein- bis Mittelsanden mit wechselndem Schluff- und Kalkgehalt und eingelagerten Kalksandsteinbänken bestehen. Die Mächtigkeit beträgt im Mittel ca. 40 m. Die Durchlässigkeitsbeiwerte der Osterfeld-Schichten liegen im Bereich von $k_f = 6 \cdot 10^{-6}$ m/s und $k_f = 1 \cdot 10^{-6}$ m/s (WREDE et al. 2000).

Eine Sonderstellung im regionalen System der Grundwasserleiter nehmen die Schichten des Emscher-Mergel hinsichtlich ihrer Mächtigkeit, ihrer Lithologie und hydrogeologischen Eigenschaften ein (COLDEWEY 1991). Die Schichten des Emscher-Mergel bestehen aus einer eintönig ausgebildeten Abfolge von Tonmergel- und Mergelsteinen (GLA 1995) und streichen in weiten Teilen des zentralen Ruhrkohlenreviers entlang der Emscher an der Tagesoberfläche aus (Abbildung 5). Bei oberflächennaher Verbreitung sind die Emscher-Mergel in einem Bereich von 1 - 2 m zu einem tonigen Schluff bzw. schluffigen Ton verwittert und bilden einen Grundwassernichtleiter. Darunter können die Tonmergelsteine bis zu einer Tiefe von 30 - 50 m geklüftet sein und dienen teilweise der lokalen Wasserversorgung. Mit zunehmender Teufe werden die Klüfte seltener und sind schließlich vollständig geschlossen, sodass der Emscher-Mergel in seinen unteren Partien einen bedeutenden

Grundwassernichtleiter darstellt. Aufgrund dieser lithologischen Ausbildung stellt der Emscher-Mergel, der im Untersuchungsgebiet mit Mächtigkeiten bis ca. 200 m ausgebildet ist, eine wirksame hydraulische Barriere zwischen dem unteren Grundwasserleiter im Liegenden (Cenoman und Turon) und den grundwasserführenden Schichten im Hangenden dar (COLDEWEY 1976, WREDE 2000). Somit besitzt der Emscher-Mergel eine besondere Bedeutung für die Bewertung der Grundwasserströmungsverhältnisse und stellt mit seiner Oberfläche die Basis der oberflächennahen Grundwasserleiter im Untersuchungsgebiet dar (LOSEN & KONRADS 2001). Der Emscher-Mergel streicht am südöstlichen Rand des Untersuchungsgebietes aus und taucht von dort mit einem Gefälle von ca. 2° - 3° nach Nordwesten ein (Abbildung 7).

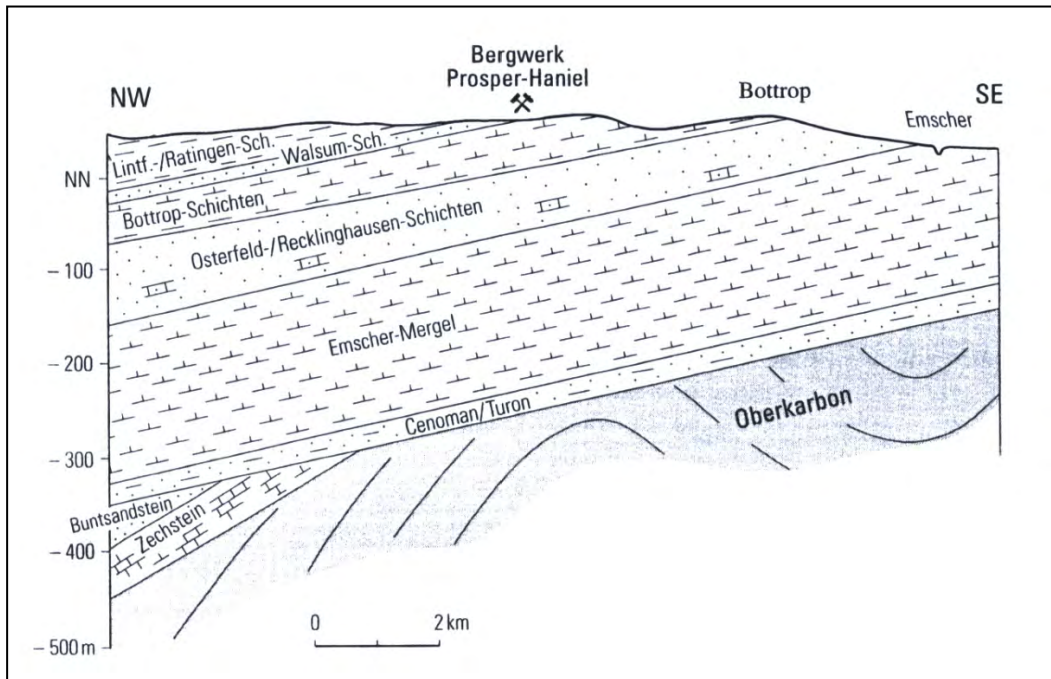


Abbildung 7: Hydrogeologischer Schnitt durch das Deckgebirge im südlichen Untersuchungsgebiet (WREDE et al. 2000).

Die Schichten des Cenoman und Turon, die das untere Grundwasserstockwerk der Oberkreide aufbauen, sind lokal unterschiedlich ausgebildet. Diese Schichten bestehen generell aus bankigen Ablagerungen von Kalksteinen und Kalkmergelsteinen, die durch eine relativ gut ausgebildete Klüftung, bzw. Verkarstung recht hohe Durchlässigkeiten besitzen (Anhang A1). Bei den dort auftretenden Wässern handelt es sich um hoch konzentrierte Solen.

Die Basis des Grundwasserleitersystems des Deckgebirges wird durch die Schichten des flözführenden Oberkarbon gebildet. Soleführendes, teilweise hydrothermales, tiefes

Grundwasser zirkuliert dort auf den Trennflächen. In nordwestliche Richtung schließen sich lateral an das Oberkarbon die Ablagerungen des Zechstein und des Buntsandstein in Restvorkommen an (Abbildung 7), in denen Grundwasserströmungen entlang von Trennfugen möglich sind.

Die Stratigraphie und der Aufbau des Grundwasserleitersystems im Untersuchungsgebiet sind in Tabelle 2 dargestellt.

Ära	System		Serie	Lokale Bezeichnung	Mittlere Mächtigkeit	Aufbau des Grundwasserleitersystems		
Känozoikum	Quartär		Holozän	Nieder- und Hauptterrassen	8 m	Grundwasserleiter		Oberes Grundwasserleitersystem (Süßwasser)
			Pleistozän	Grundmoräne	2 m	Grundwasserstauer		
	Tertiär		Unter-Oligozän	Lintfort-Schichten	25 m	Grundwasserhemmer		
				Ratingen-Schichten	5 - 40 m stark schwankend	Grundwasserstauer		
				Walsum-Schichten	15 m	Grundwasserhemmer		
Mesozoikum	Kreide	Campan		Bottrop-Schichten	50 m	Grundwasserstauer		Oberes Grundwasserleitersystem (Süßwasser)
			Untercampan	Haltern-Schichten	50 - 100 m stark schwankend	Grundwasserleiter		
		Santon	Obersanton	Osterfeld-Schichten	40 m	Grundwasserleiter		
			Mittelsanton	Recklinghausen-Schichten	70 m	Grundwasserleiter		
			Untersanton	Emscher-Mergel	200 m	Grundwassernichtleiter		
		Coniac						
		Turon						
	Cenoman				15 m	Grundwasserleiter		
	Trias	Buntsandstein	Niederrhein-Folge		10 - 120 m			Unteres Grundwasserleitersystem (Solewasser)
Paläozoikum	Perm	Zechstein	Aller-Folge (Z4)		15 m			
			Leine-Folge (Z3)		10 m			
			Staßfurt-Folge (Z1)		10 m			
			Werra-Folge (Z1)		80 m			
	Karbon	Oberkarbon	Westfal	Dorsten-Schichten	400 m			

----- Schichtlücke

Tabelle 2: Stratigraphie und Aufbau des Grundwasserleitersystems im Untersuchungsgebiet (WREDE et al. 2000, Farbgebung nach DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION 2002).

Die Grundwasserleiter der Oberkreide werden im Untersuchungsgebiet durch zwei Wasserwerke der Rheinisch-Westfälischen Wasserwerksgesellschaft mbh, Dorsten (RWW), zur überregionalen Trinkwasserversorgung genutzt. Hinzu kommen noch zahlreiche private Hausbrunnen in den ländlichen Bereichen, die nicht an die zentrale Wasserversorgung angeschlossen sind.

Im bergbaulich beeinflussten südlichen Bereich des Untersuchungsgebietes müssen die Vorflutverhältnisse durch Pump- und Sumpfungsmaßnahmen (sog. Poldern) durch den Lippeverband Emschergenossenschaft, Dortmund, reguliert werden. Dem Gutachter

lagen hierzu jedoch keine Daten vor, sodass der Einfluss dieser sich seit Jahrzehnten räumlich überlagern Maßnahmen nicht quantifiziert werden kann.

Des Weiteren macht der Abbau von Steinkohle im Grundgebirge eine Förderung des tiefen solehaltigen Grundwassers aus den Grubengebäuden erforderlich (sog. Sumpfen). Gegen Wasserzutritte aus den oberen Deckgebirgsschichten werden die Grubenbaue im Untersuchungsgebiet durch die hydraulisch abdichtenden Schichten des ca. 200 m mächtigen Emscher-Mergel geschützt. Aufgrund seiner tonig-mergeligen Ausbildung reagiert der Emscher-Mergel unter bergbaulichen Absenkungen flexibel, so dass seine wasserstauende Funktion erhalten bleibt.

3.4. TEKTONIK

Das Rheinisch-Westfälische Ruhrkohlenrevier zeichnet sich durch einen sehr komplizierten, vielfach gestörten Gebirgsbau aus. Das Grundgebirge aus den Schichten des Karbon und Perm wurde im Zuge der Variszischen Orogenese in eine Abfolge Kilometer breiter Mulden und Sättel aufgefaltet, deren Streichen generell SW-NE gerichtet ist. Senkrecht dazu wurde es durch Störungen – zumeist Abschiebungen – in Horste und Gräben zerblockt. Auf der Oberfläche des Grundgebirges, welches mit ca. 2° - 3° nach NW eintaucht, wurde das Deckgebirge aus Schichten des Mesozoikum und Känozoikum abgelagert. Diese Schichten besitzen im Untersuchungsgebiet einen weitgehend von den Grundgebirgsstrukturen entkoppelten tektonischen Bau. Im Untersuchungsgebiet liegt eine NW-SE gerichtete Faltung der Kreideschichten vor, die zur Bildung weitspanniger Sättel (Marler Kreidesattel und Kirchhellener Kreidesattel) und Mulden (Wulfener Kreidemulde, Dorstener Kreidemulde und Bottroper Kreidemulde) geführt haben (Anlage 2). Als mögliche Ursache für die Bildung der jüngeren Strukturen kann die im Tertiär beginnende Alpine Orogenese gesehen werden, die bis heute anhält und besonders in der Niederrheinischen Bucht für tektonische Aktivität sorgt. Besonders das Holozän gilt als tektonisch sehr aktive Phase, wie beispielsweise das Beben von Roermond am 13. April 1992 beweist (HOLTRUP 1999).

Die Verbreitung der Deckgebirgsfalten ist in der Regel auf die Bereiche beschränkt, in denen der paläozoische Untergrund keine nennenswerte variszische Deformation erfahren hat. Die Deckgebirgsfalten klingen somit nach WREDE et al. (2000) mit Annäherung an die variszische Orogenfront ab, die etwa mit dem Vestischen Hauptsattel im südlichen Teil des Untersuchungsgebietes verläuft. Ihre höchste Faltungsintensität erreichen die Kreide-Falten im Bereich zwischen Borken und Winterswijk mit generell W-E streichendem Faltenverlauf.

Die Kreide-Schichten im Untersuchungsgebiet zeigen durch ihr umlaufendes Streichen den Verlauf der Bottroper Kreidemulde an, die sich generell von WNW nach ESE in das Untersuchungsgebiet hineinzieht und allmählich axial heraushebt (Abbildung 5,

WREDE et al. 2000). Die Nordflanke der Bottroper Kreidemulde markiert den Anstieg zum Kirchhellener Kreidesattel, der durch die Drevenacker Störung bestimmt wird. Aufgrund einer Mitfaltung der Basis der Tertiär-Sedimente muss davon ausgegangen werden, dass die Kompressionskräfte, die zu der Faltung geführt haben, im Tertiär gewirkt haben müssen. Weitere Verfaltungen der Tertiär-Basis stehen vermutlich direkt im Zusammenhang mit den horizontalen Bewegungen an der Drevenacker Störung (WREDE et al. 2000). Nach Norden schließen sich im Untersuchungsgebiet die Dorstener Kreidemulde im Bereich der Lippe sowie der Marler Kreidesattel an (Abbildung 5, Abbildung 6).

Die Drevenacker Störung stellt die bedeutendste Störung der Kreide-Schichten im Untersuchungsraum dar. Störungen im südlichen Bereich des Untersuchungsraumes, wie der Hünxer Sprung oder der Kölner-Bergwerksverein-Sprung, werden an der Drevenacker Störung unterbrochen und setzen sich nicht in das nördliche Untersuchungsgebiet fort (Anlage 2). Im nördlichen Untersuchungsgebiet ist im Kreide-Deckgebirge zwischen der Drevenacker Störung und dem Graf-Moltke-Wilhelmine-Viktoria-Sprung ein nach NW sich öffnender Graben erkennbar. Dieser Krustenblock ist an seiner breitesten Stelle ca. 12 km breit und weitgehend ungestört. Kleinere Abschiebungen, wie der Graf-Moltke-Mathias-Stinnes-Sprung im SE des Grabens setzen sich mehrere Kilometer in diesen fort. Auf Versatzbeträge sowie eine Kippung dieses Grabens nach NW kann aus den vorliegenden Daten nicht geschlossen werden.

Durch Untersuchungen der Großtektonik wurden im letzten Jahrhundert sogenannte „rezente Krustenbewegungen“ postuliert, die zu einer Kippung des Ruhrreviers, wenn nicht sogar der gesamten westdeutschen Scholle entlang einer SW-NE gerichteten Kippachse führen sollen. In Kapitel 8.3 werden diese großtektonischen Prozesse näher erläutert und ein möglicher Zusammenhang zwischen der Tektonik und den Höhenänderung auf Grundlage der untersuchten Höhenfestpunkt-Änderungen gegeben.

4. GENERELLE URSACHEN FÜR BODENBEWEGUNGEN

Die wesentlichsten Ursachen für Bodenbewegungen (Definition Kap. 4.1) an der Geländeoberfläche können zum Beispiel sein:

- großtektonische und seismische Ereignisse (z. B. Subduktion, Erdbeben, Erschütterungen)
- Subrosions- und Erosionsvorgänge (z. B. Verkarstung, Salz-Auslaugung, Gletscherbewegung)
- hydrogeologische und hydrologische Veränderungen (z. B. Grundwasserentzug, Grubenwassereinstau in aufgegebenen Grubenbauen)
- geologische und gebirgsmechanische Veränderungen der Erdkruste (z. B. untertägiger Rohstoffabbau oder Tagebau)

Die Ursache der Bodenbewegung kann sowohl zeitlich, aber auch räumlich „kontinuierlich“ bzw. „diskontinuierlich“ wirken und dabei ihre Größe von Ort zu Ort und von Zeitpunkt zu Zeitpunkt ändern. In Abhängigkeit von Art, Ort und Dauer der Ursache sowie dem Übertragungsmedium treten Veränderungen an der Tagesoberfläche klein- oder großräumig und langsam oder schnell auf.

Bodenbewegungen können (wie schon die o. a. Beispiele zeigen) natürlich (geogen) oder durch den Menschen verursacht sein (anthropogen). Während die anthropogene Einflussnahme nur im Bereich der exogenen Ursachen stattfinden kann, machen sich natürliche Einflüsse sowohl im endogenen als auch exogenen Bereich bemerkbar (HOLTRUP 1999). Zu den exogenen Ursachen für Bodensenkungen zählen im Allgemeinen die Verminderung und der Wegfall der Stützung im Gebirgskörper (z. B. durch Entzug von Material oder Auslaugung von Gesteinen) sowie die Zunahme der Auflast und Spannungsänderung. Endogene Ursachen können begründet sein in der Tektonik, dem Vulkanismus und der Kontinentalverschiebung (HOLTRUP 1999).

Generell ist zu beachten, dass die Ursachen größtenteils zeitverzögerte Auswirkungen haben, wodurch der direkte kausale Zusammenhang verschleiert und die Ermittlung der Ursache erschwert wird. Ferner ist zu bedenken, dass - lokal unterschiedlich - an der Tagesoberfläche Auswirkungen unterschiedlicher Ursachen zur Wirkung kommen können, sich also überlagern. Eine Ursachenermittlung aus Bodenbewegungsmessungen an der Tagesoberfläche wird dadurch erschwert, bzw. müsste zur Trennung von Ursachenauswirkungen speziell und darauf ausgerichtet angelegt sein.

4.1. BEGRIFFSBESTIMMUNG BODENBEWEGUNG

Der Begriff „Bodenbewegung“ taucht in vielfältigen fachlichen Zusammenhängen auf. Versteht man unter „Boden“ ein Synonym für ein flächenhaftes Objekt an der Tagesoberfläche, dann kann sich dieses im Verständnis der Festkörpermechanik verformen und bewegen (verschieben). Insbesondere durch den Einfluss untertägigen Bergbaus tritt vor allem eine Verformung (Deformation) der Grenzschicht (der sog. Tagesoberfläche) zwischen der festen Erde und der Atmosphäre auf. Dagegen kann (theoretisch) eine tatsächliche „Verschiebung“ (Translation) eines vollständigen, begrenzten Ausschnittes der Tagesoberfläche nur an Störungsflächen auftreten. Durch die Verformung der Tagesoberfläche und die Translation lokaler Bereiche der Tagesoberfläche bewegen sich die darauf befindlichen Objekte (und damit die „Punkte“) im Allgemeinen dreidimensional (und natürlich über die Zeit). Diese dreidimensionalen „Punktbewegungen“ werden üblicherweise in eine horizontale und vertikale Komponente aufgeteilt. Für die hier anstehende Aufgabenstellung hat die Vertikalkomponente (= Höhenänderung) in der Regel die größte Bedeutung oder wird vorrangig betrachtet.

Da neben dem Einfluss des „Bergbaus“ auch andere Ursachen (siehe oben) Bodenbewegungen erzeugen, sind einige weitere in diesem Zusammenhang für die Vertikalkomponente auftauchende Fachbegriffe im Folgenden zu definieren.

Die Bodenbewegungen infolge Belastungsänderungen oder aufgrund von Erschütterungen werden in der Geotechnik und Bodenmechanik generell als Setzungen bezeichnet. Belastungsänderungen können auch durch Schwankungen des Grundwasserspiegels auftreten und zu lang andauernden Setzungen, bzw. Hebungen führen (DIN 4107, 1978) und können sowohl groß- als auch kleinräumig auftreten. Die lotrechte Verformungskomponente des Untergrundes kann phänomenologisch differenziert werden (SCHMIDT 2006):

- **Senkung:** Verschiebung einer ganzen Bodenschicht in Richtung der Schwerkraft infolge Materialentzugs. Untertägige Hohlräume entstehen z. B. durch Auswaschungen, Auslaugung oder Rohstoffgewinnung.
- **Setzung:** Lotrechte Komponente einer Bodenverformung infolge zusätzlicher Auflast oder Erschütterung, die zu einer Kompression des Korngerüstes führen.
- **Schrumpfung:** Sonderform der Volumenabnahme von Tonen, die bei einer Minderung des Wassergehaltes bei gleich bleibender Belastung auftritt.
- **Sackung:** Vertikalverschiebung der Oberfläche durch Zusammenbrechen des Korngerüstes in einem Teilbereich, dessen Struktur gegenüber Änderungen des Spannungszustands oder der Grundwasser-Sättigung instabil ist. Sie entstehen infolge einer lastunabhängigen Umlagerung des Korngerüstes bei starkem

Durchnässen des Bodens und treten vornehmlich bei nicht bindigen Böden und nur ausnahmsweise in bindigen Böden auf.

- **Hebung:** Lotrechte Verschiebung entgegen der Richtung der Schwerkraft, häufig infolge einer Spannungsabnahme oder Schwellen des Bodens.

Ursache für die Setzung infolge der Entnahme von Fluiden ist die Verminderung des Auftriebes des Korngerüsts sowie von im Fluid gegründeten Objekten. Bei Entnahme von festen Rohstoffen wie Kohle, Salz und Erz kommt es dagegen zum Konvergieren bzw. Zusammenbrechen der Gebirgsschichten in Richtung des Hohlraumes. Die Verformung der darüber liegenden Schichten setzt sich bis an die Tagesoberfläche fort.

4.2. GEOGENE URSACHEN

■ Klima

Zu den geogenen Ursachen zählen auch das Klima bzw. Klimaänderungen als exogene Faktoren, die quantitative Einwirkungen auf den Wasserkreislauf haben können (Abbildung 8).

Niederschlag, der auf die Geländeoberfläche trifft, versickert nur zu einem geringen Teil im Boden und führt dort zu einer Neubildung des Grundwassers. Über die Interzeption (I) und Transpiration (T) von Pflanzen und der Verdunstung von der unbewachsenen Geländeoberfläche (E), zusammengefasst als Evapotranspiration (ET), wird ein Großteil des Wassers zurück in die Atmosphäre geleitet. Dieser Anteil nimmt mit steigender Temperatur zu, sodass der Teil des im Boden versickernden Wassers vermindert wird. Die Annahme, dass ein erhöhter Niederschlag dieses Defizit ausgleichen kann, trifft nicht zu. Dies kann durch Wasserdefizite in der Wachstumsperiode von Pflanzen belegt werden (LANUV 2010). Somit wird dem Boden bei einer Temperaturerhöhung auf lange Sicht Wasser entzogen.

Folge dieser Klimaänderung sind somit „Veränderungen der Bodentemperatur, des Bodenwasserhaushaltes und des Bodengefüges“ (LANUV 2010). Diese Veränderungen bewirken Senkungs- und Setzungsprozesse des Bodens.

■ Tektonik

Das endogene Potential für Bodenbewegungen ergibt sich aus der Tektogenese. Laut HOLTRUP (1999) setzt sich die tektonisch sehr aktive Phase des Känozoikums, besonders des Holozäns, bis in die heutige Zeit fort. An Störungen treten zumeist Sprünge (Abschiebungen) und Wechsel (Überschiebungen) sowie Blätter (horizontale Verschiebungen) auf, so dass das Gebirge in Horste, Gräben und Staffeln zerblockt wird.

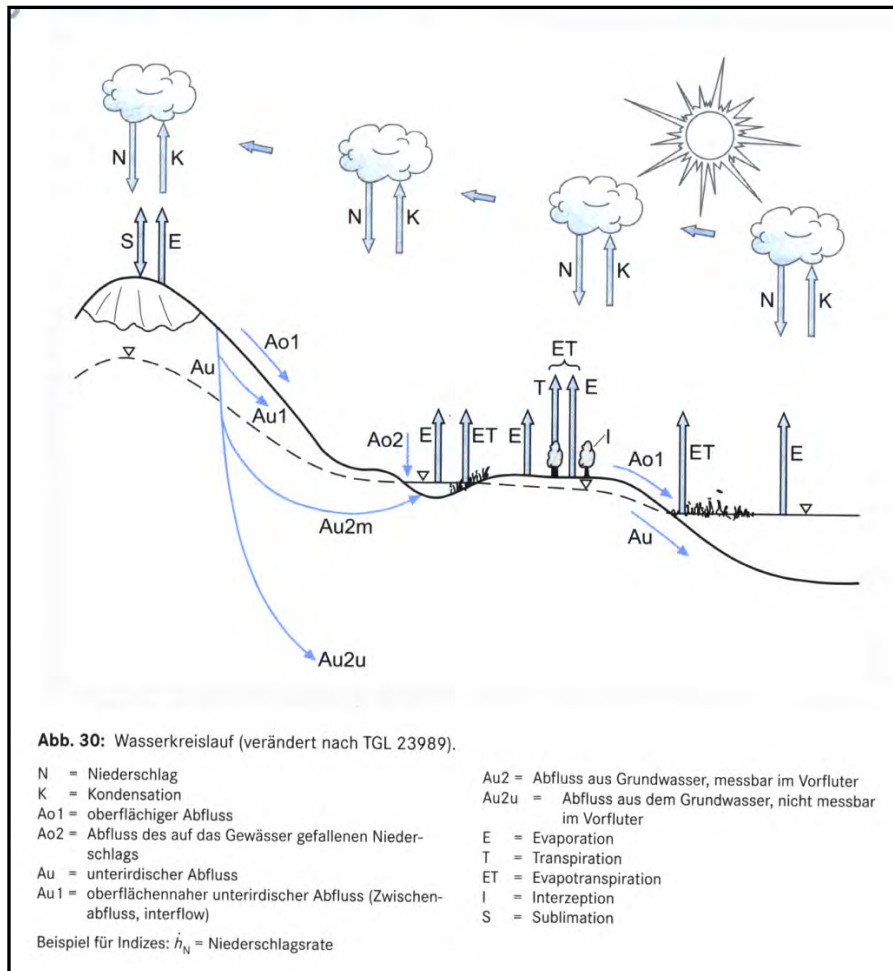


Abbildung 8: Wasserkreislauf (HÖLTING & COLDEWEY 2012)

Die sich dabei ergebenden Krustenblöcke können auch heute noch von rezent tektonisch bedingten Absenkungen, Hebungen oder auch Verkippen betroffen sein. Diese Bewegungen sind nicht nur auf einzelne Krustenblöcke begrenzt, sondern können auch im großtektonischen Maßstab die gesamte Nordwestdeutsche Teilscholle betreffen (Kapitel 8.3). Vorgänge an Schollenrandverwerfungen müssen nicht zwangsweise auf ihre inneren Teilschollen übertragen werden, da diese phasenweise auch oszillierende Bewegungen aufzeigen (HOLTRUP 1999) und so z. B. einem Senkungstrend entgegenwirken können.

Es ist schwierig die Bewegungsraten einzelner Teilschollen grundsätzlich genau zu bestimmen, da Überlagerungen mit anthropogen verursachten Bodenbewegungen stattfinden. Um Aussagen über tektonisch bedingte Bodenbewegungen machen zu können, sind geologische (z. B. feinstratigraphische) und geophysikalische Untersuchungsmethoden anzuwenden sowie geodätische Präzisionsmessverfahren, die es erlauben auch Bewegungsraten kleiner 1 mm/a zu bestimmen.

Als Folge der Tektonik können an Störungen Grundwasserleiter und Grundwasser-nichtleiter gegeneinander versetzt sein. Hierbei kann der durchflusswirksame Bereich innerhalb der Störungszone verändert sein.

■ Lösung von auslaugungs- und verkarstungsfähigen Gesteinen

Eine weitere geogene Ursache kann in der Auslaugung von Salzen durch zirkulierende Tiefenwässer liegen. Die Lösung von Salzen im Untergrund kann – analog zu den künstlich geschaffenen Hohlräumen des Steinkohlenbergbaus – zu einem Einbrechen des überlagernden Deckgebirges führen, was sich als Senkungen bis an die Tagesoberfläche fortsetzen kann.

Das Untersuchungsgebiet befindet sich im östlichsten Verbreitungsgebiet der Zechsteinablagerungen des Perm (Abbildung 4 und Anlage 1). Diese setzen sich im Untersuchungsgebiet im Wesentlichen aus Kupferschiefern, Dolomit und Anhydrit zusammen. Bedeutende Salzhorizonte werden in der Regel am linken Niederrhein angetroffen. Im Untersuchungsgebiet konnte KUKUK (1938) in den Bohrungen „Freudenberg 14“ und „Trier 12“, nördlich von Schermbeck, keine bedeutenden Salzabscheidungen feststellen. Lediglich in der Letztgenannten wurde ein geringmächtiger Salzhorizont des Oberen Zechstein in einer Teufe von 990 m bis 997 m aufgeschlossen.

Verkarstungen entstehen aufgrund von Lösungs- und Kohlesäureverwitterung sowie Ausfällungen und können zu entsprechenden Subrosionssenken an der Tagesoberfläche führen. Voraussetzung dafür sind verkarstungsfähige Gesteinsgruppen wie die Evaporite (Gips, Anhydrit, Steinsalz), Karbonatgesteine (Kalk, Dolomit) und unter bestimmten Bedingungen auch Quarzite (BÖGLI 1978).

Verkarstung in den Sedimenten der Oberkreide (Cenoman und Turon, Anhang A1) sind am Südrand des Münsterländer Beckens beschrieben. Hier kommt es durch Einspülung von hangenden Lockergesteinen in die Karsthohlräume zu Geländeabsenkungen.

4.3. ANTHROPOGENE URSACHEN

Zu den häufigsten anthropogenen Ursachen für Bodenbewegungen zählen die Förderung und der Abbau von untertägigen Rohstoffen sowie Grundwasserabsenkungen, die mit ersterem häufig in unmittelbarem Zusammenhang stehen.

■ Grundwasserabsenkungen

Anthropogen hervorgerufene Ursachen für Bodenbewegungen gehen häufig mit einem Grundwasserentzug einher, der z. B. durch die Gewinnung von Trink- und Brauchwasser hervorgerufen sein kann. In den ländlichen Bereichen des Untersuchungsgebiets, aber

auch in älteren Siedlungen, existieren heute noch Brunnen zur Eigenwasserversorgung. Weitere Grundwasserentnahmen erfolgen durch industrielle und landwirtschaftliche Brunnen.

Zum Abbau von Rohstoffen in Steine- und Erden-Tagebauen wird das Grundwasser zumeist künstlich abgesenkt. Hierdurch entsteht ein Absenkungstrichter über den Abbaubereich hinaus, dessen Größe von den hydrogeologischen Eigenschaften der beeinflussten Gesteinsschichten und der Pumprate abhängt. Generell wird versucht, diesen Einflussbereich so gering wie möglich zu halten, um großflächige Auswirkungen zu vermeiden. Eine hydraulische Beeinflussung der wasserführenden Schichten - auch über diesen Einflussbereich hinaus - ist in gewissem Maße nicht zu vermeiden. Der Absenkungstrichter kann anhand verschiedener Verfahren berechnet werden, wobei eine solche Berechnung nur eine Annäherung an den tatsächlichen Zustand darstellt und diesen niemals exakt abbildet.

Einen negativen Einfluss auf den Grundwasserhaushalt besitzen im Allgemeinen auch Drainagesysteme auf landwirtschaftlichen Nutzflächen. Versickernder Niederschlag wird hierbei oberflächennah gesammelt und über Drainageleitungen den Vorflutern zugeführt. Als Folge kann die Grundwasserneubildung in den betroffenen Bereichen herabgesetzt werden, was ebenfalls zu einer Verminderung des Grundwasservorrates führen kann.

Eine Folge von Grundwasserentnahmen und den damit verbundenen Grundwasserabsenkungen sind Senkungen oder Setzungen der Geländeoberfläche. Diese Folgen treten auf, wenn wasserleitende Schichten teilweise oder sogar komplett „trockenfallen“. Eine hierdurch verursachte Auftriebsverminderung bewirkt pro Meter Grundwasserabsenkung eine Belastung von 1 t/m^2 (KÖRNER 1927), was nahezu zwangsläufig zu Bodensetzungen führt, wobei die bodenphysikalischen Eigenschaften von großer Bedeutung sind. Bei einem Wiederanstieg des Grundwassers kann es zu einer Hebung der Geländeoberfläche kommen. Diese Hebungen fallen jedoch vom Betrag wesentlich geringer aus als die Senkungen und Setzungen.

Jede Änderung der Grundwasserhöhen bewirkt eine Spannungsänderung im Gebirge, die sich sowohl durch Setzungen, als auch durch Hebungen an der Tagesoberfläche bemerkbar machen kann. Diese hydraulisch veränderte Spannung wird in eine effektive Spannung (Korngerüstdruck) und eine neutrale Spannung (hydrostatischer Druck im Porenraum) unterschieden (Abbildung 9, HOLTRUP 1999). Die Auflast des hangenden Gebirges wird als Totalspannung bezeichnet. Diese wird durch die effektive und die neutrale Spannung an der oberen Grenzfläche des gespannten Grundwasserleiters ausgeglichen. Beide Spannungen nehmen im Grundwasserleiter generell linear mit der Tiefe zu. Oberhalb des geschlossenen Grundwasserkörpers liegt kein wirksamer Porenwasserdruck vor. Es wirkt dort ausschließlich die effektive Spannung des Korngerüsts, die auf den Erdmittelpunkt gerichtet ist. Die Zunahme der effektiven Spannung wird unterhalb der Grundwasseroberfläche vermindert und nimmt jedoch mit

größerer Teufe stärker zu, als die neutrale hydrostatische Spannung (Abbildung 9, durchgezogene Linie). Bei einer Absenkung des Grundwassers verlieren die Bodenteilchen im ungesättigten Bereich an Auftrieb, wodurch der Korngerüstdruck ansteigt. Die verstärkte Einwirkung der Totalspannung (Auflast) bewirkt einen zusätzlichen Anstieg des Korngerüstdruckes (HOLTRUP 1999). Der hydrostatische Druck geht im entwässerten Bereich auf Null zurück (Abbildung 9, gestrichelte Linie). Das Korngerüst ist nicht mehr in der Lage die Auflast zu tragen. Dies ist der Grund für die mechanische Setzung im entwässerten Bereich. Es handelt sich hierbei im Allgemeinen um eine elastische Verformung, die bei einem Wiederanstieg des Grundwassers umkehrbar ist. Bei freien Grundwasserleitern tritt eine merkliche Setzung bei größeren Grundwasserleiter-Mächtigkeiten und entsprechenden Grundwasser-Absenkungen ein.

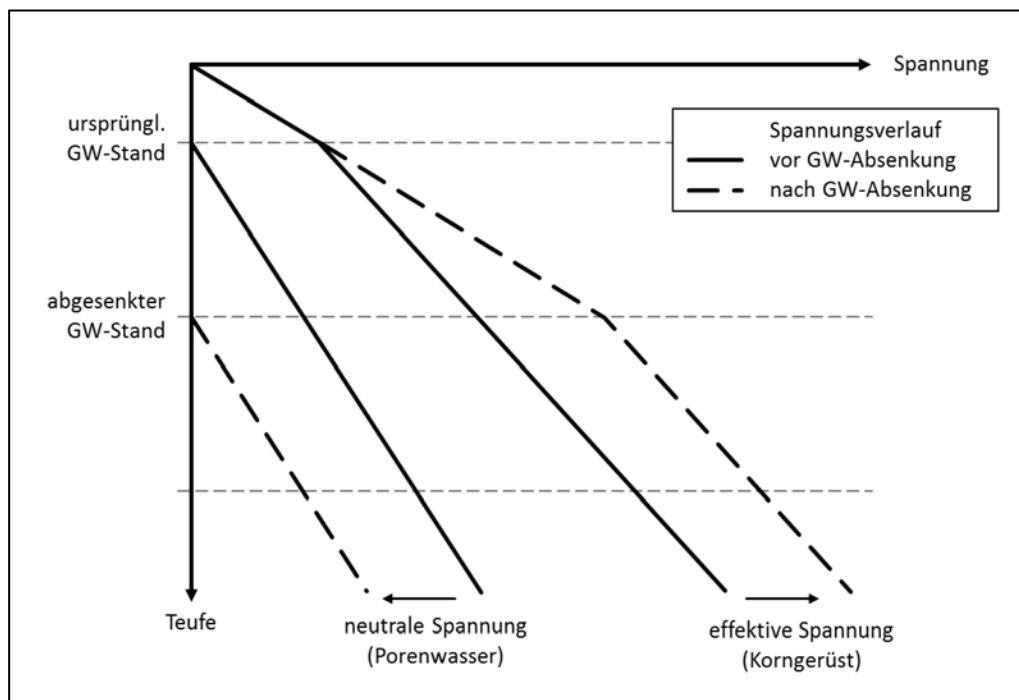


Abbildung 9: Verlauf der neutralen und wirksamen Spannung vor und nach der Grundwasserabsenkung in einem Grundwasserleiter (nach SAILER 1992).

Prozesse bei bindigen Böden

Eine Mächtigkeitsabnahme von bindigen Böden (Ton und Schluff) kann durch zwei unterschiedliche Prozesse ausgelöst sein. Generell führt eine Entnahme von Grundwasser zu einem wachsenden Druckgradienten, wodurch die Konsolidation der Bodenpartikel verstärkt wird, d. h. die Setzung durch das Auspressen von Porenwasser nach der Lastaufbringung. Die Verformung, die hierbei auftritt, ist plastisch, d. h. sie ist generell irreversibel. Im Gegensatz zu der o. g. elastischen Verformung in gut durchlässigen

Grundwasserleitern kann die Konsolidierung von Tonen je nach Mächtigkeit und Druckgradient wenige Jahre bis hin zu tausenden Jahren dauern (HOLTRUP 1999).

Ein weiterer Setzungsprozess, der in Gebieten mit Tonen in den oberen Deckgebirgsschichten auftritt, wird durch die Verdunstung der Bodenluft bewirkt, wodurch die Tone langsam austrocknen. Der Austrocknungsvorgang wird durch Rissbildung in den Tonen zeitlich beschleunigt. PLACZEK (1982) untersuchte das Schwindeverhalten bindiger Böden und stellte fest, dass bei einer grobkörnigen Überdeckung des Tones, z. B. durch Sande, das Schwinden der Tone, verlangsamt oder sogar ganz verhindert wird. Bestehen die überlagernden Schichten jedoch ebenfalls aus feinkörnigem Material, wird das Schrumpfen durch einen erhöhten Wasserentzug begünstigt. Auch die Mächtigkeit der Deckschichten ist ein entscheidender Faktor für das Ausmaß der Schrumpfungen. Je mächtiger die Überdeckung ist, umso größer ist die Zeitverzögerung, mit der sich die Schrumpfungen an der Tagesoberfläche bemerkbar machen. Der Prozess der Schrumpfung von Tonböden ist ein reversibler Prozess. Kommen die ausgetrockneten Tone wieder in Kontakt mit Wasser, tritt durch die Einlagerung von Wasser in die einzelnen Lagen des Korngerüsts von Tonen eine Schwellung. Dieser Vorgang bewirkt eine Ausdehnung der Tone. Allerdings kompensieren die Schwellungsbeträge nicht die der Schrumpfung.

Prozesse bei Torfen

Ist Torf im Untergrund vorhanden, wird dieser bei einer Grundwasserabsenkung entwässert, was an der Geländeoberfläche zu Senkungen führen kann. Hinzu kommt, dass durch einströmende Bodenluft eine Zersetzung der organischen Substanzen eintritt, was eine Materialzersetzung zur Folge hat, welcher wiederum eine Bodensenkung bedingt (HÖLTING & COLDEWEY 2012).

■ Erdwärmegewinnung

Seit einigen Jahren gewinnt die Nutzung der Erdwärme an Bedeutung. Zu unterscheiden sind hierbei die oberflächennahe Geothermie und die Tiefengeothermie. Bei der oberflächennahen Geothermie wird bis 400 m Tiefe der Boden zur Wärmegewinnung genutzt, die Tiefengeothermie hingegen nutzt Bohrungen in größeren Teufen. Generell muss bei der Durchführung von Geothermiebohrungen darauf geachtet werden, dass die Gesteinsschichten im Untergrund nicht hydraulisch verbunden werden. Ein solcher hydraulischer Kurzschluss hätte zur Folge, dass Grundwasser aus unter Druck stehenden Schichten austreten und in andere Grundwasserstockwerke fließen kann. Umgekehrt kann Grundwasser aus höheren Stockwerken nach unten abfließen. Hierdurch wird der Druck der wasserführenden Schicht abgebaut, und somit der Auftrieb für das überlagernde Gebirge vermindert, wodurch eine großräumige Senkung an der Geländeoberfläche auftreten würde. Tritt allerdings Grundwasser in Schichten ein,

welche Anhydrit enthalten, so erfährt der enthaltene Anhydrit bei der Umwandlung zu Gips unter Wassereinfluss eine Volumenzunahme und Ausdehnung, die eine Hebung der Geländeoberfläche zur Folge hätte. Ähnliche folgenschwere Bodenhebungen traten 2007 in Süddeutschland auf, wo ausgelöst durch eine geothermische Bohrung ein artesisch gespannter Grundwasserkörper im Liegenden einer Gipskeuper-Schicht angebohrt wurde. Durch die hierdurch verursachte Umwandlung von Anhydrit zu Gips fand eine Volumenzunahme statt, die sich in anfänglichen Hebungsraten der Tagesoberfläche von bis zu 1 cm pro Monat (LGRB 2010) auswirkte.

Des Weiteren können mangelhaft ausgebaute Bohrungen und der damit verbundene Abtransport von Feinmaterial zu Bodensenkungen führen.

Bodenbewegungen aufgrund oberflächennaher Geothermienutzung treten, wenn überhaupt, lokal begrenzt auf.

■ Untertägige Rohstoffgewinnung

Durch den untertägigen Abbau von Rohstoffen, wie z. B. Kohle, Salz und Erz, aus den oberen Schichten der Erdoberfläche (Gebirge) entstehen Hohlräume, die sich über kurz oder lang unter dem Gebirgsdruck der überlagernden Gebirgsschichten schließen. Durch eine vollständige bzw. teilweise Verfüllung der Hohlräume durch Versatz oder Teilversatz kann das Zusammenbrechen der überlagernden Schichten verhindert bzw. vermindert werden. Die Schließung eines Hohlraumes kann entweder durch Konvergenz des umgebenden Gesteins (z. B. Salzabbau im Kammerpfeiler-Verfahren) erfolgen oder durch Verformung und Bruch der Deckgebirgsschichten (z. B. Kohleabbau im Strebbau-Verfahren). Das Absenken der Deckschicht wirkt sich bis an die Tagesoberfläche aus, indem die nicht mehr voll unterstützen Schichten unter der Fremd- und Eigenlast nachgeben und sich auf die schon abgesunkenen Schichten wieder aufliegen. Dieser Prozess setzt sich von Schicht zu Schicht fort und reicht meist bis an die Tagesoberfläche, da das Auflager für die oberen überlagernden Schichten immer wieder entzogen wird (KRATZSCH 1997). Bedingung hierfür ist, dass der Abbauhohlraum so breit ist, dass er vom hangenden Gebirge nicht mehr überbrückt wird. Mit zunehmender Abbauteufe setzen sich die Auswirkungen immer weiter ins Vorfeld fort, was jedoch u. a. abhängig vom Aufbau des Deckgebirges ist. Dabei können die einzelnen Schichten ein unterschiedliches Verhalten aufweisen, vom Durchbiegen bis zum Abreißen und elastischen bis plastischen Senkungsverhalten. Die Auswirkungen der Gebirgsverformungen sind an der Tagesoberfläche sehr unterschiedlich und reichen von einer Senkungsmulde über ein scherbruchartiges Senkungsbecken bis zu Tagesbrüchen. Bei der Ausbildung einer breiten, flachen Senkungsmulde, wie sie typisch für den untertägigen Steinkohlenbergbau ist, ist dessen Form sowie deren zeitliche Entstehung abhängig von der Teufe, Mächtigkeit, Größe und Neigung der abgebauten Fläche, dem geologischen und tektonischen Aufbau des Deckgebirges, der Abbauführung und -geschwindigkeit, dem Versatz und dem Durchbaugrad des Gebirges infolge

Mehrflözabbau und benachbarter Flözbaue (KRATZSCH 1997). Die Ausbildung der Senkungsmulde wird durch vertikale und horizontale Bodenbewegungskomponenten bestimmt, basierend auf der Trogtheorie nach LEHMANN (1919). Die Punkte an der Tagesoberfläche führen normalerweise unterschiedliche Bewegungen aus, was abhängig ist von ihrer relativen Lage zum Abbau. Die maximale Senkung erfährt der Bodenpunkt über dem Abbaufeld, der sich im Einwirkungszentrum befindet. Der Senkungsbetrag ist abhängig von der Teufe und Größe der abgebauten Fläche und dem Versatz. Die Bewegungen der Bodenpunkte laufen zumeist stetig ab. Aufgrund der Geologie und Tektonik kann es jedoch auch zu räumlichen und zeitlichen Unstetigkeiten an der Tagesoberfläche kommen (KRATZSCH 1997).

Die Vorausberechnung von bergbaubedingten Bodenbewegungen basiert auf empirischen, gebirgsmechanischen oder stochastischen Modellvorstellungen, wobei letztere am häufigsten in der Praxis Verwendung findet, letztendlich aufgrund der vielen unbekannten Größen in einem Bewegungsprozess, den nicht beschreibbaren Vorgängen zwischen den einzelnen Elementen und der Unkenntnis über den genauen strukturellen Aufbau des Gebirges.

Der Abbau von Steinkohle im Grundgebirge macht aus Sicherheitsgründen eine Förderung des tiefen solehaltigen Grundwassers aus den Grubengebäuden erforderlich (sog. Sumpfen). Durch die Sumpfung kommt es in Folge der Verminderung des Auftriebes zu einer geringen Geländeabsenkung. Umgekehrt verursacht die Flutung der Grubenbaue nach Beendigung der bergbaulichen Aktivitäten eine geringe Hebung.

Aufgrund des untertägigen Steinkohlenabbaus und der daraus resultierenden Absenkung der GOK erfolgt im Oberen Grundwasserleiter eine allmähliche Verringerung des Flurabstandes bis hin zum Austritt von Grundwasser als Blänken und Seen im Senkungsgebiet. Durch die Absenkung kann es zu einer Störung der Vorflutverhältnisse kommen. Das heisst, der natürliche Abfluss wird behindert. Im Extremfall speist das Gewässer das Senkungsgebiet. Es kommt zu einer Flutung des Geländes. Diese Geländeteile müssen zur weiteren Nutzung trocken gelegt werden. Analog zum niederländischen Sprachgebrauch werden solche Gebiete als Polder bezeichnet.

Bei der Gewinnung von Fluiden und gasförmigen Rohstoffen (Erdöl und Erdgas) erfolgt die Rohstoffentnahme aus z. B. einem Speichergestein, bei dem der Lagerstättendruck im Porenraum dem Gebirgsdruck der überlagernden Schichten entgegenwirkt. Hierdurch kommt es zu einer Druckentlastung und damit zur Kompaktion des Speichergesteins (HOLTRUP 1999). Durch die Verminderung der Stützung im Gebirgskörper entstehen Senkungen an der Tagesoberfläche.

5. ZUR VERFÜGUNG GESTELLTE DATEN

Vom Auftraggeber wurden alle geforderten Daten bereitgestellt und durch weitere Datenrecherchen und Anfragen u. a. beim Bergbaubetreiber, Behörden und Stadtämtern seitens des Auftragnehmers sowie des Projektpartners ergänzt. Für die weitere Analyse und Bewertung wurden die Daten aufbereitet und in das benutzte Geoinformationssystem ArcGIS integriert. Als geodätisches Bezugssystem diente das DHDN90 (Gauß-Krüger, 3er Streifen, 2. Meridianstreifen, Bessel) mit den in Tabelle 3 aufgeführten Transformationsparametern.

Tabelle 3: Verwendete Transformationsparameter vom Bezugssystem DHDN90 (GK, Bessel) zum ETRS89.

dX [m]	dY [m]	dZ [m]	rX ["]	rY ["]	rZ ["]	ds [ppm]
598.1	73.7	418.2	0.202	0.045	-2.455	6.7

Eine detaillierte Auflistung der zur Verfügung gestellten Daten ist im Anhang A2 zu finden. Folgende Daten wurden bereitgestellt:

- Topographische Karten (auch historisch), Dt. Grundkarten 1:5000, ATKIS-Daten, Orthophotos (BezReg. Köln, Abt. 7 – GEObasis.nrw)
- Geländemodell abgeleitet aus Airborne-Laserscanning-Daten (ALS) und ALS-First-Pulse-Daten (BezReg. Köln, Abt. 7 – GEObasis.nrw)
- Nivellement-Höhendaten (Stadt Bottrop)
- Höhenzeitfolgedatei (BezReg. Köln, Abt. 7 – GEObasis.nrw)
- Höhenfestpunktdatei, Beobachtungslinien, GPS-Messungen (RAG AG)
- Abbauflächen 2003-2010 (RAG AG)
- ENVISAT ASAR Satellitendaten (RAG AG)
- Bodenkarten, Geologische und Hydrogeologische Karten (Geologischer Dienst NRW)
- Tektonische Karte des Kreide-Deckgebirges
- Datensatz der künstlich veränderten Flächen (KVF-Karte) (Geologischer Dienst NRW)
- Verdachts- und Aufschüttungsflächen (Stadt Bottrop)
- Grundwasserstandsmessungen (LANUV, Stadt Bottrop)

6. AUSWERTUNG UND BEWERTUNG DER BEREITGESTELLTEN DATEN

6.1. PROGNOTIZIERTER SENKUNGSBEREICH

Für die Aufgabenstellung im Rahmen der gutachterlichen Bewertung der Senkungen im Bereich des BW Prosper-Haniel ist der prognostizierte Einwirkungsbereich (1999 bis 2019) des am 12.04.2001 planfestgestellten Rahmenbetriebsplans (RBP) ausschlaggebend (Abbildung 10).

Der planfestgestellte Rahmenbetriebsplan des BW Prosper-Haniel ist befristet bis 31.12.2019. Die Berechnung des Einwirkungsbereiches erfolgte mit einem Grenzwinkel von 60 gon. Der Grenzwinkel ist definiert als der Winkel gegenüber der Waagerechten und der Linie, die den tiefsten Punkt der Abbaukante mit dem Senkungsnullrand an der Tagesoberfläche verbindet. Der prognostizierte Senkungsbereich ist begrenzt durch die prognostizierte Senkungsnulllinie (kurz: Nulllinie oder Nullrand). Außerhalb dieser Nulllinie des BW Prosper-Haniel sind „keine Senkungen“ innerhalb des Gültigkeitszeitraums des Rahmenbetriebsplans erlaubt.

In Abbildung 10 sind neben der Senkungsnulllinie des planfestgestellten prognostizierten Einwirkungsbereiches für das BW Prosper-Haniel (1999-2019), welcher sich mit den Einwirkungen des westlich gelegenen BW Lohberg/Osterfeld überlappt, auch die aktuell von der RAG berechneten Senkungsbereiche der Bergwerke Walsum, Lohberg/Osterfeld, Prosper-Haniel und Lippe unter Einbeziehung aller Abbaue vom 1.1.1969 bis zum 1.10.2011 bzw. bis zur Stilllegung des jeweiligen Bergwerkes (Kapitel 3.1) dargestellt.

6.2. NIVELLEMENTS

■ Leitnivellements

Die Höhenzeitfolgedatei (HZF-.DAT) der Bezirksregierung Köln enthält die Ergebnisse der Leitnivellements (Leitniv), die im 2-Jahres-Rhythmus in Nordrhein-Westfalen durchgeführt werden und zur Erhaltung bzw. Erneuerung eines funktionsfähigen Nivellementpunktfeldes in Gebieten dienen, in denen bergbaulich-bedingte Höhenänderungen auftreten (BEZREG, 1998). Die einzelnen Netze des Leitnivellements bestehen aus den Nivellementslinien des amtlichen Höhenfestpunktfeldes 1. Ordnung sowie Linien, die aus bergbaubedingten Gründen erforderlich sind (BEZREG, 1998). Die Vermarkung des Höhennetzes 1. Ordnung erfolgte ab etwa 1920 über so genannte Unterirdische Festlegungen (UF), die sich 80-170 cm unter der Erdoberfläche befinden. Von ursprünglich 38 Punkten existieren in NRW heute noch 25 (SANDERS et al. 2007).

Laut (BOJE et al. 2008) sollte die Standardabweichung der Gewichtseinheit für einen Kilometer Doppelnivellement weniger als 1 mm betragen, kann aber auch als Ergebnis

praktischer Messungen im Ruhrgebiet und einer Netzausgleichung Beträge von kleiner 1,5 mm annehmen. Damit können die erkannten Höhenänderungen als signifikant ausgewiesen werden, wenn sie mehr als 3 mm (2-Sigmawert, 95 % Sicherheitsniveau) betragen (LVERMA NRW (2003) zitiert in BOJE et al. (2008), S. 39/41).

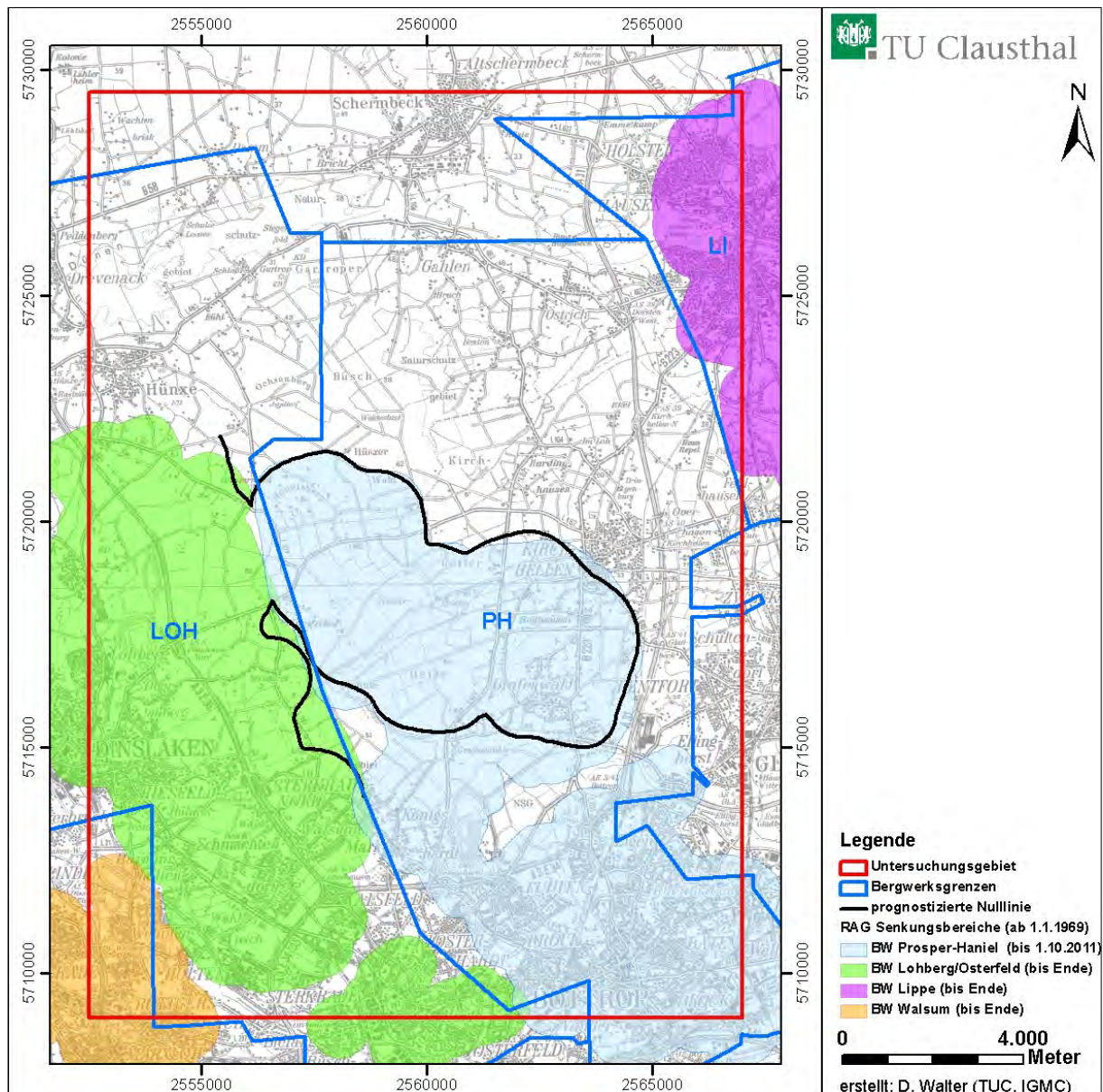


Abbildung 10: Prognostizierte Senkungsnulllinie des planfestgestellten Rahmenbetriebsplans des BW Prosper-Haniel (PH) vom 12.4.2001 (gültig bis 31.12.2019) (schwarze Linie) sowie die aktuell von der RAG berechneten Senkungsbereiche unter Einbeziehung aller Abbaue ab 1.1.1969 für das BW Walsum (bis Ende, orange), Lohberg/Osterfeld (bis Ende, grün), Prosper-Haniel (bis 1.10.2011, blau), Lippe (bis Ende, lila).

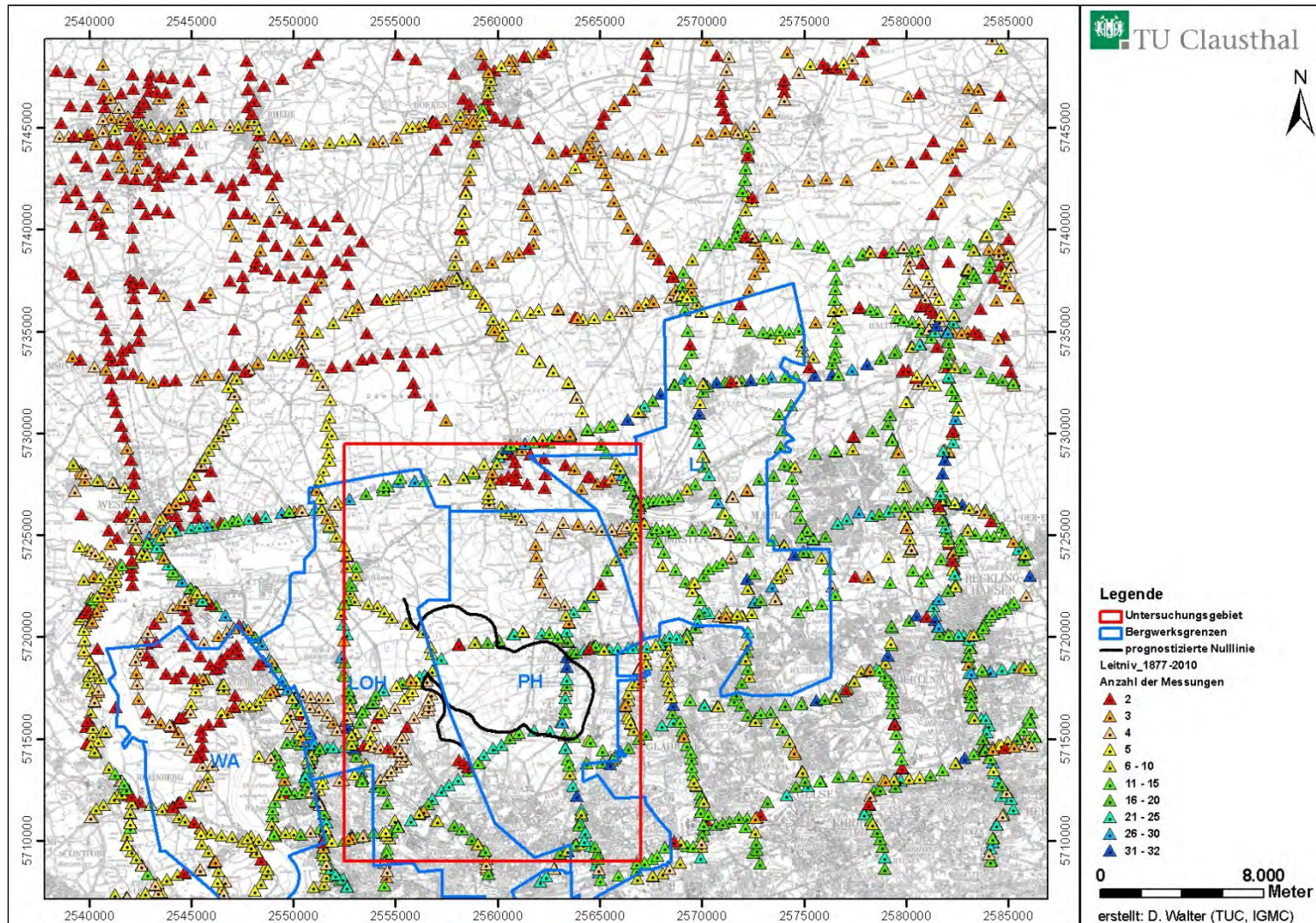


Abbildung 11: Lage der Leitnivelementpunkte und Anzahl ihrer Einmessungen zwischen 1877 und 2010.

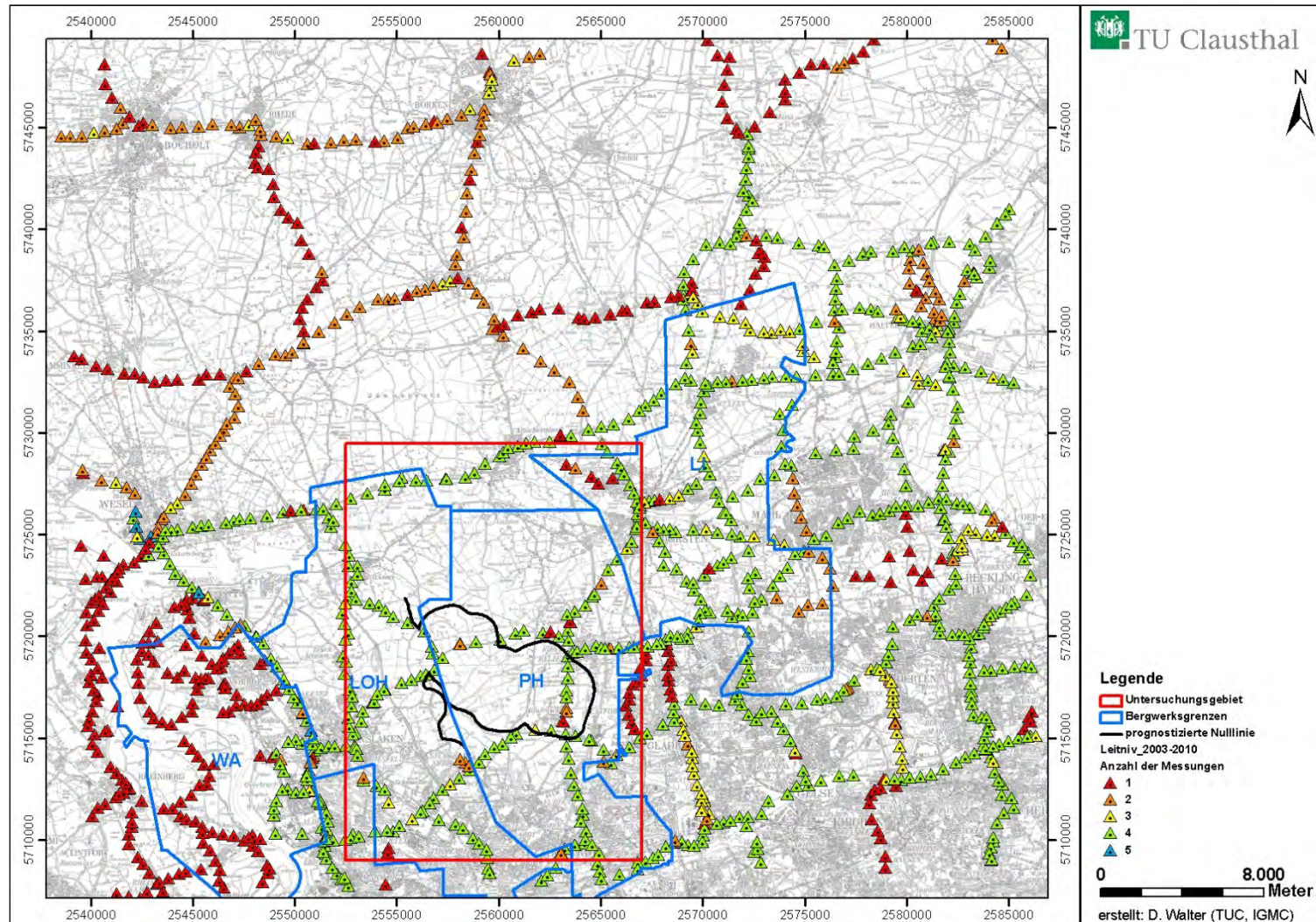


Abbildung 12: Lage der Leitnivelementpunkte und Anzahl ihrer Einmessungen zwischen 2003 und 2010.

Für die Untersuchungen im Rahmen des Gutachtens wurden die seit 1877 bis 2010 vorliegenden Leitniv-Daten verwendet. Die Ergebnisse des Leitnivelement 2012, das im Frühjahr 2012 gemessen wurde, standen für die gutachterlichen Untersuchungen noch nicht zur Verfügung.

Die für das Untersuchungsgebiet und dessen Umgebung bereitgestellten Leitniv-Punkte wurden sehr unterschiedlich häufig eingemessen (Abbildung 11). Nördlich des Untersuchungsgebietes gibt es nur sehr wenige Messdaten, meist erst ab etwa 1960. Dagegen ist die Linie Wesel – Schermbeck – Wulfen – Haltern (in Abbildung 11 quer durch die Bildmitte verlaufend), einer der ältesten und am häufigsten gemessenen Linien, die seit 1921 beobachtet wird. Im Untersuchungsgebiet selbst wird seit etwa 1968 regelmäßig alle 2 Jahre das Leitnivelement durchgeführt (~ 22 Messungen). Einige Linien im Untersuchungsgebiet, wie die Linie Schermbeck – Gahlen – Kirchhellen (1. Messung: 1.6.1967), wurden das letzte Mal im Juli 1992 gemessen. Für den Zeitraum der Radarsatellitenmessungen 2003-2010 (Kapitel 7.1) liegen außerhalb des Untersuchungsgebietes sowie im Bereich Rentfort (Gladbeck) nur 1-2 Messwerte pro Messpunkt vor, während die anderen Leitniv-Punkte regelmäßig 2004, 2006, 2008 und 2010 gemessen wurden (Abbildung 12).

Trotz der geringen räumlichen Abdeckung der Leitniv-Punkte im Untersuchungsgebiet ist der Nutzen der Leitniv-Daten für die Analysen sehr hoch. Die Qualität der Höhen bzw. Höhenänderungsangaben kann statistisch oder durch Vergleich mit Ergebnissen aus unabhängig durchgeführten Messungen abgeleitet werden. In diesem Gutachten wurden zur Qualitätsbeurteilung die Ergebnisse des Leitnivelements im Zeitraum 2004-2010 mit den Ergebnissen einer radarinterferometrischen Datenauswertung verglichen (Kapitel 8.1). Weitere unabhängige und großflächig vorhandene Vergleichsdaten standen für das Gutachten nicht zur Verfügung.

■ Zusätzliche Nivellements der RAG AG und Stadt Bottrop

Basierend auf Punkten des Leitnivelements werden von der RAG AG zusätzliche zeitlich und räumlich verdichtete Nivellements durchgeführt, deren Ergebnisse in der so genannten Höhenfestpunktdatei (HFP-Datei) des BW Prosper-Haniel seit 1925 dokumentiert werden. Die letzten Messergebnisse der zur Verfügung gestellten HFP-Datei sind von 2008. Die Messpunkte sind gleichmäßig über den Senkungsbereich des BW Prosper-Haniel verteilt, wobei eine Vielzahl der Messpunkte regelmäßig alle 2 Jahre gemessen wurde, so dass maximal 3 Messwerte zwischen 2004 und 2008 vorliegen (Abbildung 13). Aufgrund der geringen Anzahl an Messpunkten außerhalb des prognostizierten Senkungsbereiches ist der Nutzen der Daten für die Untersuchungen gering.

Weitere Verdichtungen des Leitnivelements erfolgten durch die Nivellements der Stadt Bottrop, die seit 1972 durchgeführt werden und bis 1998 als NN-Höhen bzw. danach

bis 2010 als NHN-Höhen geführt und bereitgestellt wurden. 90% aller Nivellementspunkte wurden ab 2004 regelmäßig alle 2 Jahre gemessen (Abbildung 13). Der Nutzen dieser Daten für die Untersuchungen ist relativ hoch, da durch sie speziell der Bereich Kirchhellen abgedeckt ist.

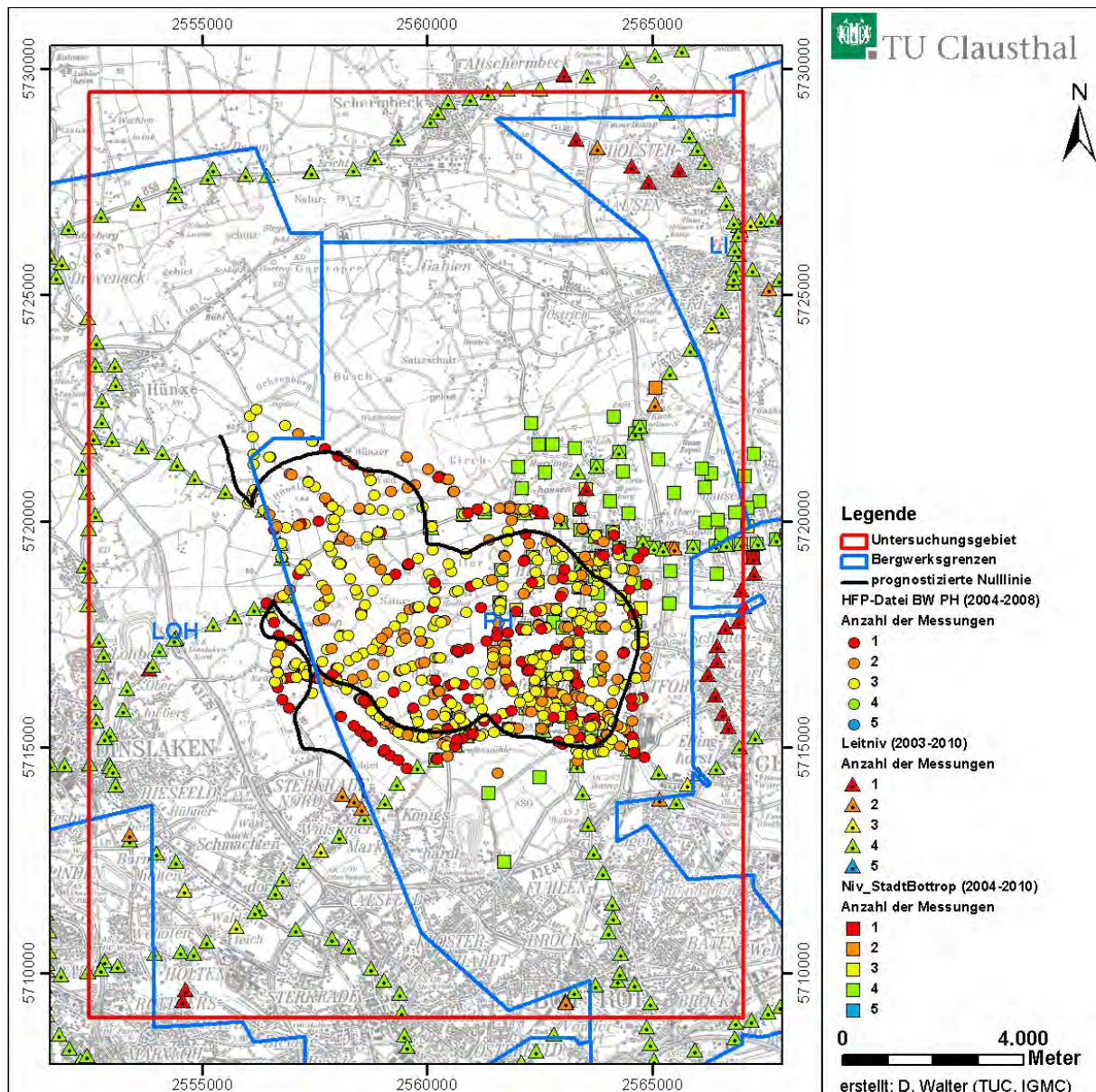


Abbildung 13: Anzahl der Messungen zwischen 2003 bis 2010 im Untersuchungsgebiet: ○ - Höhenfestpunktdatei, △ - Leitnivellement, □ - Nivellement Stadt Bottrop.

■ RAG-Beobachtungslinien und GPS-Messungen

In Abbildung 14 ist die Lage der RAG-Beobachtungslinien und GPS-Messpunkte dargestellt.

1977 wurden im Bereich Kirchhellen-Burenbrock zur Überwachung der Glasfabrik DELOG (Deutsche Libbey-Owens-Gesellschaft für maschinelle Glasherstellung AG) vier Delog-Beobachtungslinien angelegt und regelmäßig bis 1986 gemessen. Aufgrund des weit zurückliegenden Messzeitraums, die keine Vergleichsmöglichkeit mit den Satellitendaten bietet, wurden diese Linien im Gutachten nicht berücksichtigt.

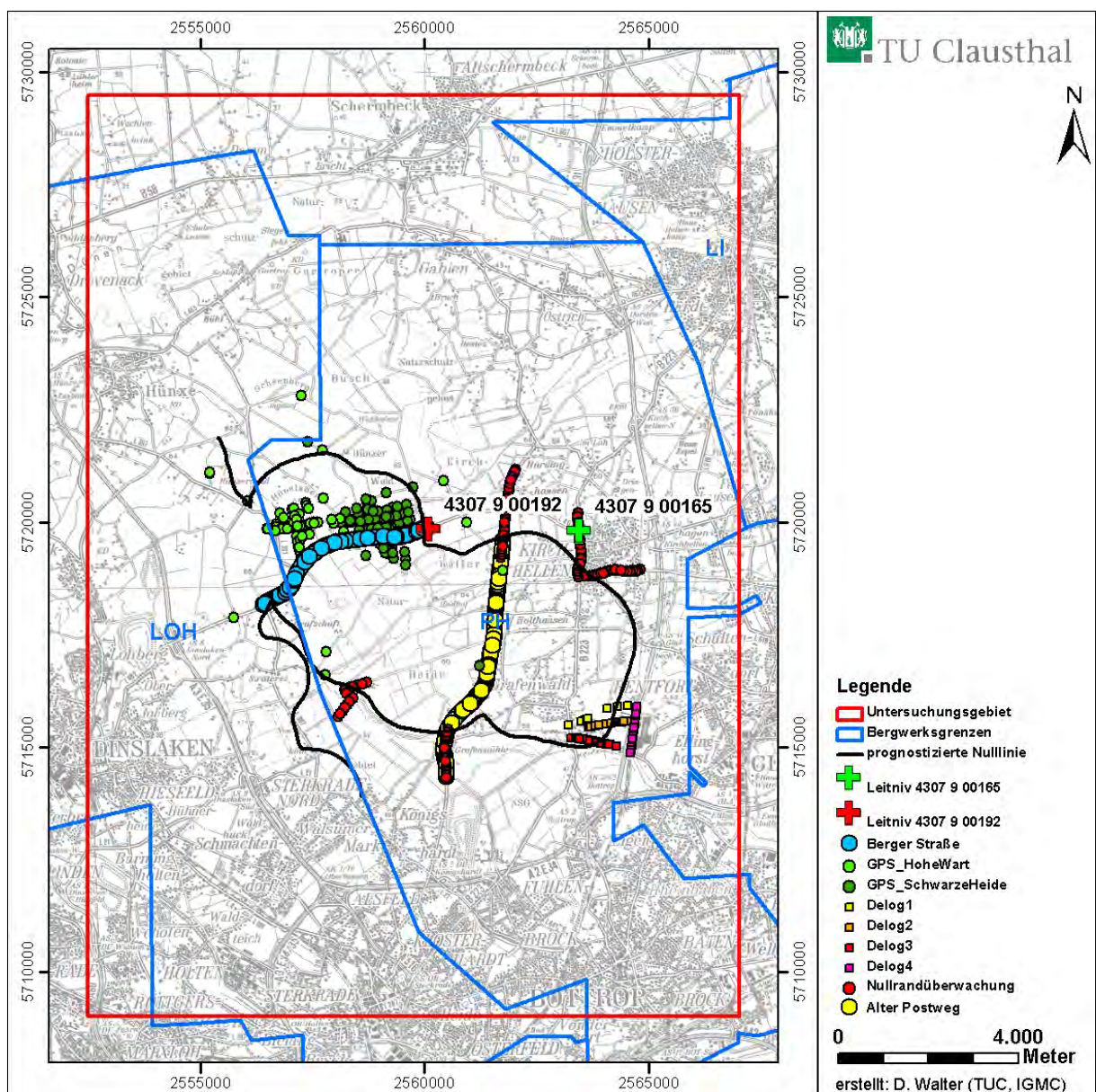


Abbildung 14: RAG-Beobachtungslinien, Messlinien der Nullrandüberwachung und GPS-Messpunkte.

Die im Bereich des Abbaufeldes Haniel-West regelmäßig durchgeführten GPS-Messungen „Schwarze Heide“ (1999-2010) und „Hohe Wart“ (2001-2010) besitzen für die Untersuchungen keine besondere Aussagekraft. Diese liegen zum einen im ländlichen Bereich, in dem keine Radarergebnisse erzielbar sind, zum anderen innerhalb des prognostizierten Senkungsbereiches.

Die Linie „Alter Postweg“ wurde von 1988 bis 1999 regelmäßig gemessen (15 Messzeitpunkte) und verläuft durch den Bereich des Feldes Prosper-Nord von Norden nach Süden. Der nördliche Abschnitt dieser Linie, der zwischen 2005 und 2006 6-mal gemessen wurde, ist nicht abgebildet, da für die Nivellementspunkte keine Rechts- und Hochwert-Koordinaten zur Verfügung standen und somit diese für die GIS-gestützten Analysen unbrauchbar sind. Ebenso lagen auch keine Rechts- und Hochwert-Koordinaten für die Linie „Am Schleitkamp/ Bottroper Straße“ (2004-2010: 52 Messungen) vor. Die Linie „Berger Str./ Dinslakener Str.“, welche von Westen nach Osten durch das Feld Haniel-West nur innerhalb des prognostizierten Senkungsbereiches verläuft, wird seit 1990 regelmäßig nivelliert (79 Messungen bis 2010). Die in diesem Absatz genannten Beobachtungslinien erwiesen sich für die Untersuchungen und auch den Vergleich mit den Radarmessungen als ungeeignet, da die Anschlusspunkte der Messlinien meist ebenfalls Bewegungen aufweisen und deren Anschlusshöhen nur zu bestimmten Messzeitpunkten korrigiert wurden. Damit entstehen Treppeneffekte im zeitlichen Verlauf, die nicht der Realität entsprechen müssen (Abbildung 15). Das Beispiel in Abbildung 15 zeigt zusätzlich eine Gesamtdifferenz von etwa 30 mm innerhalb von 8 Jahren zwischen den Ergebnissen des Leitnivellements am Punkt 4307 9 00192 und dem Punkt 570 der „Berger Straße“, ca. 100 m vom prognostizierten Senkungsbereich entfernt.

Die seit 2009 durch 5 Messlinien begonnenen „Nullrandüberwachungen“ (Abbildung 14) sind nach aktuellem Stand (5 Messungen bis März 2010) nur eingeschränkt für den Vergleich mit den Radarergebnissen nutzbar, da sie die Bewegungen eines relativ kurzen Zeitabschnittes repräsentieren (Abbildung 16).

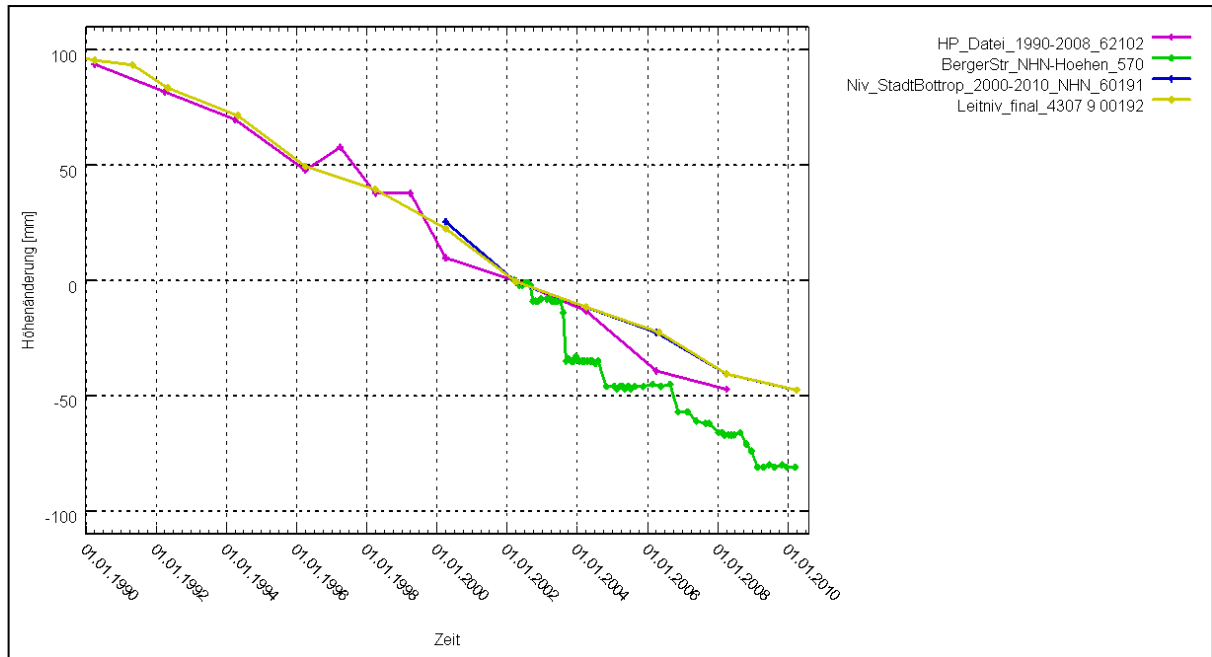


Abbildung 15: Zeit-Höhenänderungs-Diagramm (1.1.1990 – 1.3.2010) des Leitniv-Punktes 4307 9 00192 (gelb), der Niv-Punkte der HFP-Datei Pkt. 62102 (magenta) und der Stadt Bottrop Pkt. 60191 (blau) sowie der Beobachtungslinie Berger Straße Pkt. 570 (grün); Punktlage vgl. Abbildung 14.

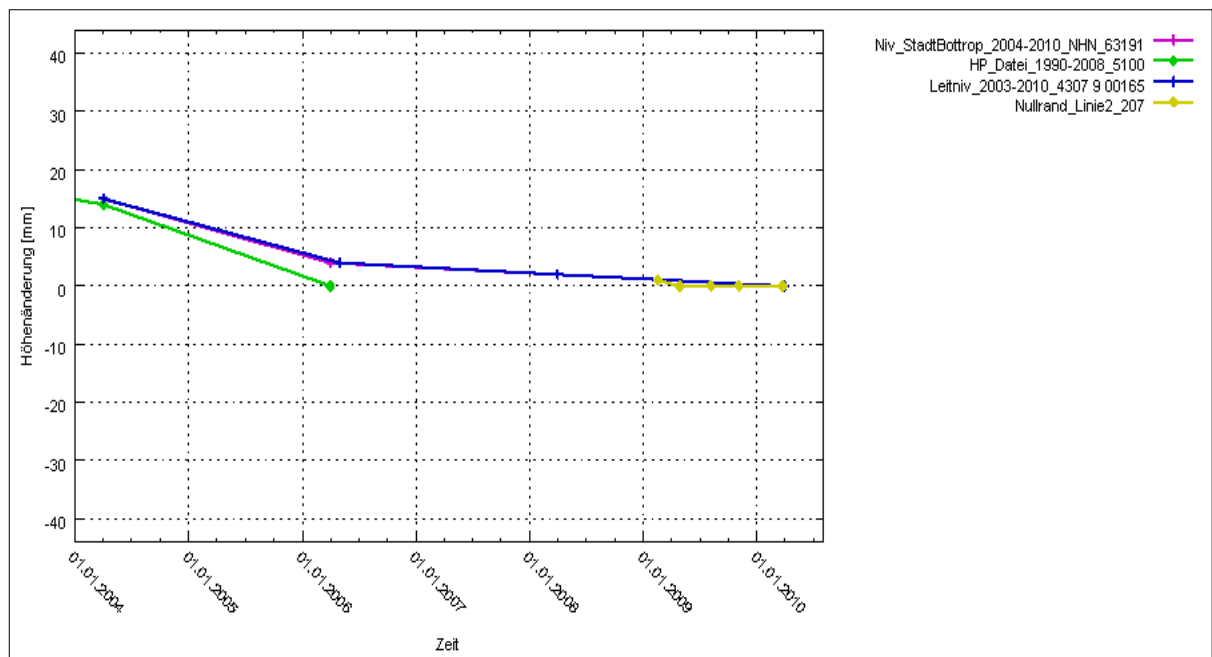


Abbildung 16: Zeit-Höhenänderungs-Diagramm (1.1.2004 – 1.7.2010) des Leitniv-Punktes 4307 9 00165 (blau), der Niv-Punkte der HFP-Datei Pkt. 5100 (grün) und der Stadt Bottrop Pkt. 63191 (magenta) sowie der Nullrandüberwachungslinie 2 Pkt. 207 (gelb); Punktlage vgl. Abbildung 14.

6.3. KLIMADATEN

Als möglicher geogener Einfluss im Untersuchungsgebiet kann eine längerfristige meteorologische Veränderung des Klimas vermutet werden. Nach Angaben des Landesamtes für Natur, Umwelt und Verbraucherschutz Nordrhein-Westfalen, Düsseldorf, (LANUV 2010) findet eine kontinuierliche Zunahme der Lufttemperatur statt. Seit den 1980er Jahren steigt die Lufttemperatur um ungefähr ein Grad Celsius in 15 Jahren an, mit steigender Tendenz in den letzten ca. 30 Jahren (Abbildung 17).

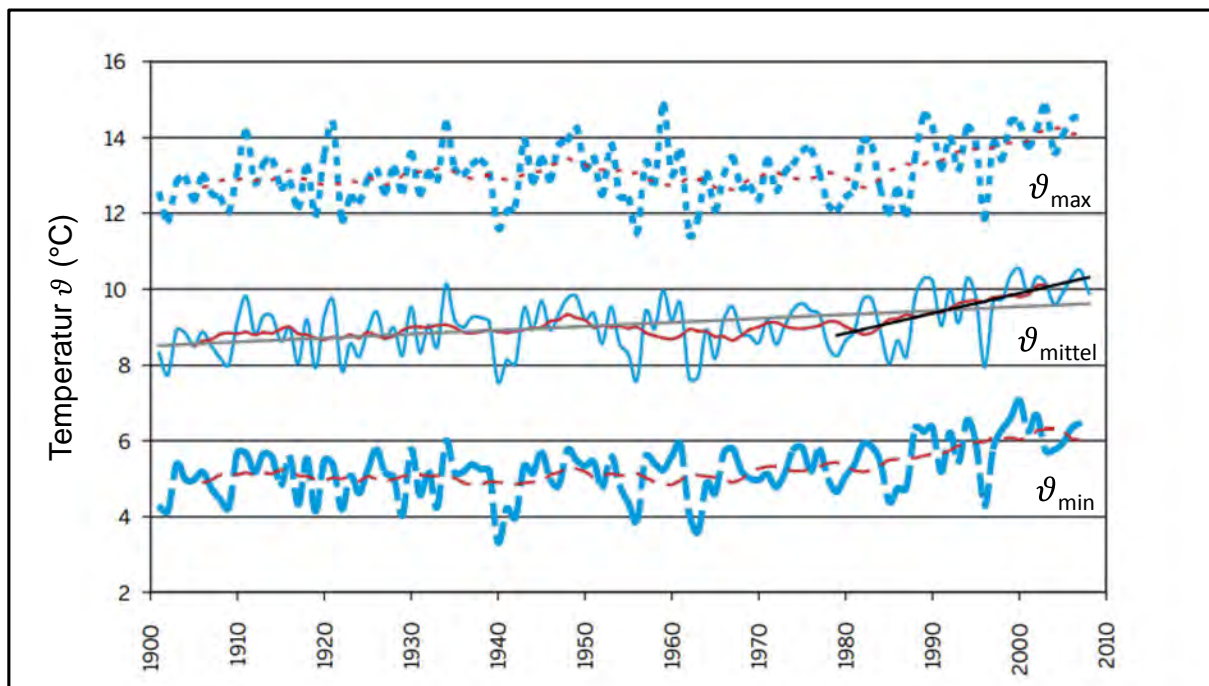


Abbildung 17: Jahresmittel der minimalen (ϑ_{\min}), mittleren ($\vartheta_{\text{mittel}}$) und maximalen (ϑ_{\max}) Tages-temperaturen in NRW in °C im Zeitraum 1901-2008 (blau), dekadisch gleitenden Mittel (rot) sowie lineare Trends der Mitteltemperatur (grau für 1901-2008, schwarz für 1979-2008) (LANUV 2010).

Die Gewässerkundlichen Karten von Nordrhein-Westfalen (1955, in WREDE et al. 2000) geben für das Untersuchungsgebiet im Zeitraum von 1931 bis 1950 eine mittlere Jahresniederschlagsrate von 750 mm/a an. Hieraus errechnen sich die mittlere jährliche Verdunstungsrate von 500 mm/a sowie eine mittlere jährliche Abflusssspende von 8 l/(s·km²), entsprechend 250 mm/a. Aus den Aufzeichnungen des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach (DWD 2012), über den Zeitraum vom 01.07.1969 bis zum 31.12.2011, für die Niederschlagsraten der Messstation Düsseldorf kann nicht auf eine signifikante Erhöhung der Niederschlagsraten geschlossen werden (Abbildung 18).

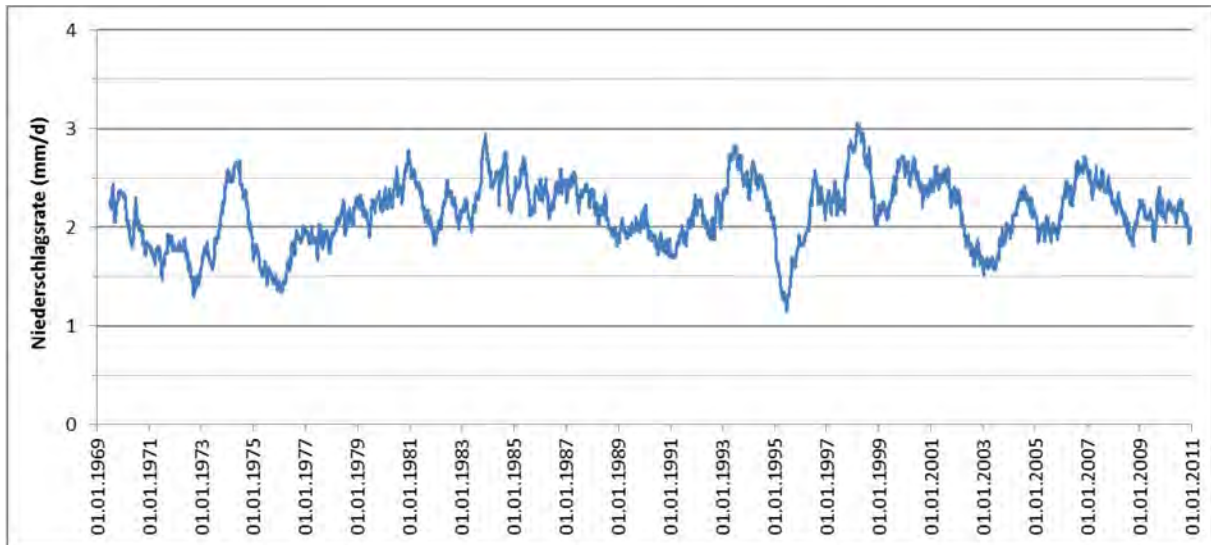


Abbildung 18: Entwicklung der mittleren Niederschlagsraten im Untersuchungsgebiet für die Jahre von 1969 bis 2011 (Messstation Düsseldorf, DWD 2012).

6.4. GRUNDWASSERMESSUNGEN

Durch geogene und anthropogene Einflussfaktoren, die sich in vielfältiger Weise überlagern können, kann es zu einer Veränderung der Grundwasserstände kommen. Die verschiedenen Faktoren und die daraus resultierenden Einflüsse, u. a. auf die Geländehöhen, werden in diesem Gutachten dargelegt und diskutiert. Grundlage des Gutachtens sind folgende Datensätze:

- Grundwasserstandsmessungen des Landesamtes für Natur, Umwelt und Verbraucherschutz NRW (LANUV), Düsseldorf (458 Grundwassermessstellen im Hauptgrundwasserleiter, Zeitraum der Messungen von 1943 bis 2011),
- Grundwasserstandsmessungen der Stadt Bottrop (106 Grundwassermessstellen im Hauptgrundwasserleiter, Zeitraum der Messungen von 1959 bis 2011),
- Hydrologische Karten des Rheinisch-Westfälischen Steinkohlenbezirks der Westfälischen Berggewerkschaftskasse aus dem Zeitraum von 1963 bis 1978.

Eine Anfrage an die Rheinisch Westfälische Wasserwerksgesellschaft mbH, Dorsten (RWW) nach den Wasserstandsdaten der eigenen Grundwassermessstellen im Untersuchungsgebiet blieb ergebnislos.

Die für den Betrachtungsraum zur Verfügung stehenden Grundwasserstandsmessdaten sind nicht optimal für einen zeitlichen und räumlichen Vergleich geeignet. Ein Hauptproblem bei der Auswertung dieser Daten besteht darin, dass kaum kontinuierliche Messungen einer Grundwassermessstelle (GWM) über einen langen Zeitraum vorliegen. In den günstigen Fällen beträgt die Dauer einer Messreihe 20 bis

30 Jahre. Zudem weisen die Messintervalle teilweise erhebliche Unterschiede auf. So wurden einige Grundwasserstände täglich oder wöchentlich aufgezeichnet, teilweise aber auch nur monatlich oder quartalsmäßig. Auch Messunterbrechungen von einigen Jahren waren an einigen Grundwassermessstellen nicht ungewöhnlich. Die Auswertung von Flurabstandsänderungen - der hydrogeologisch aussagekräftigsten Kenngröße - war aufgrund der nur sporadisch, teilweise nur einmalig durchgeführten Höhenbestimmung der Messpunkte nicht sinnvoll möglich. Höhenänderungen durch bekannte Bodenbewegungen im Bereich mehrerer Dezimeter bis hin zu einigen Metern im Einwirkungsbereich des Steinkohlenbergbaus wurden somit nicht beachtet. Ein weiterer Nachteil besteht in der Verwendung von zwei unterschiedlichen Höhenbezugssystemen. So werden die Grundwasserhöhen einerseits auf Normalnull (NN, Pegel von Amsterdam) sowie auf das heute gebräuchliche Normalhöhennull (NHN, Festpunkt bei Wallenhorst) bezogen. Die Differenz zwischen NHN- und NN-Höhen beträgt in NRW durchschnittlich etwa +35 mm (SANDERS et al. 2007). Für die gemeinsame Betrachtung von Grundwasserständen dürfte diese Differenz jedoch vernachlässigbar und innerhalb der Messungenauigkeit der Grundwasserstandsmessungen liegen. Aufgrund der angeführten Probleme und der zur Verfügung stehenden Bearbeitungszeit war es somit nicht möglich, anhand der Beobachtungen der Grundwassermessstellen ein qualitativ aussagekräftiges räumlich-zeitliches Grundwassermodell zu generieren. Somit lassen sich hydrogeologische Aussagen im Untersuchungsgebiet nur anhand von Grundwasserganglinien ausgewählter Grundwassermessstellen ableiten.

Schwierigkeiten bei der Auswertung von Grundwasserständen liegen nicht nur in der Durchführung der Grundwasserstandsmessung, sondern auch in den Messstellen selber. Eine Grundwassermessstelle muss generell repräsentativ für das Untersuchungsgebiet sein.

Beim Bau einer Grundwassermessstelle ist die Filterstrecke so zu wählen, dass der Zufluss von Grundwasser auch bei extremen Grundwasserständen gewährleistet ist. Die Wahl der Filterschlitz- und der Kiesschüttung sind von entscheidender Bedeutung.

Bei der Auswertung von Grundwasserstandsmessungen sollte immer beachtet werden, dass sich der technische Zustand einer Grundwassermessstelle verändern kann. Im Laufe der Betriebszeit einer Grundwassermessstelle treten vielfältige Alterungsprozesse aufgrund natürlicher Ursachen auf. So kann die Grundwassermessstelle durch Korrosion infolge aggressiver Grundwässer zerstört werden. Außerdem können sich durch Ausfällung von Carbonaten und Eisenoxiden die Filterschlitz- und Kiesschüttung zusetzen, sodass ein ausreichender hydraulischer Kontakt zum Gesteinskörper nicht gegeben ist. In einem solchen Fall ist die Messstelle zu regenerieren oder eine neue zu bauen.

Bei nicht ausreichendem hydraulischem Kontakt, bedingt durch die o. g. Ursachen, können die Grundwasserschwankungen zeitlich verzögert sein und die Amplituden lassen sich nicht exakt erfassen. Dies kann zu Fehlinterpretationen führen. Bei entsprechendem Verdacht sind Funktionstests der Messstellen durchzuführen.

7. RADARINTERFEROMETRISCHE MESSUNG VON HÖHENÄNDERUNGEN

7.1. RADARDATEN

Für die Untersuchungen wurden 69 Aufnahmen des ASAR Sensors, der sich an Bord des von der Europäischen Agentur ESA im Jahre 2002 gestarteten Satelliten ENVISAT befindet, von der RAG AG zur Verfügung gestellt. Die Szenen (Track 337, Frame 2565) wurden mit einer Wiederholrate von 35 Tagen zwischen dem 18.12.2003 und 7.10.2010 für jeweils immer das gleiche Gebiet mit einer Ausdehnung von 100 km x 100 km (51.12°N, 6.89°O; 51.9°N, 8.42°O; 51.02°N, 8.08°O; 51.24°N, 6.58°O) aufgenommen. Die Pixelgröße der Daten am Boden beträgt etwa 20 m x 4 m.

ENVISAT ASAR ist ein aktiver Sensor, der Mikrowellenstrahlung mit einer Wellenlänge von 5,62 cm (C-Band) zur Erdoberfläche sendet und anschließend die zurückgestreuten Signale wieder empfängt. Der Sensor ist dabei schräg nach unten gerichtet, so dass die Strahlen mit einem Einfallswinkel von etwa 23° auf die Erdoberfläche treffen.

Radarsatelliten wie ENVISAT messen von den zurückgestreuten Signalen sowohl die Rückstreuintensität als auch die Phasenlage (kurz: Phase), d. h. den Schwingungszustand des eintreffenden Signals im Wertebereich von $-\pi$ bis $+\pi$, welche proportional zum Signalweg „Sensor-Erde-Sensor“ ist. Die Phase ist die entscheidende Messgröße zur Erfassung von u. a. Bodenbewegungen auf der Erdoberfläche bzw. den sich darauf befindlichen Objekten.

7.2. MESSVERFAHREN

Die SAR-Interferometrie (InSAR) ist ein Messverfahren, bei dem aus jeweils zwei Phasenbildern Differenzbilder, die sogenannten Interferogramme, berechnet werden. Die Phasendifferenzen resultieren zum einen aus der Aufnahmegeometrie (Schrägsicht) und der leicht unterschiedlichen Orbitpositionen des Satelliten zu den Aufnahmezeitpunkten, zum anderen durch die Höhenunterschiede der Gelände- und Objektoberfläche (Topographie) sowie deren Veränderung (Deformation). Atmosphärische Effekte führen zu zusätzlichen Signalverzögerungen und entsprechenden Phasendifferenzen. Hauptaufgabe (Ziel) der Differentiellen Radarinterferometrie (DInSAR) ist die Extraktion der deformationsbedingten Phasenanteile aus den Interferogrammen, indem unter Zuhilfenahme eines z. B. Digitalen Höhenmodells (DHM) die topographischen Phasenanteile eliminiert werden. Atmosphärische Einflüsse können nur bedingt aus den differentiellen Phasen eliminiert werden und somit zu Fehlern bei der Ableitung der Deformationen führen.

Das DInSAR-Verfahren ist prinzipiell ein flächenhaftes Messverfahren, bei dem es jedoch zu Signalverlusten (Dekorrelationen) kommen kann, die zu räumlichen Lücken in einigen Interferogrammen führen. Beispielsweise ist in ländlichen Bereichen das DInSAR-Verfahren aufgrund der zu schnellen Änderung des Rückstreuverhaltens einer sich ändernden Vegetation meist nicht anwendbar. Signaldekorrelationen verursachen in bestimmten Gebieten somit teilweise großflächige Unterbrechungen von Beobachtungszeitreihen.

Um umfangreiche Datenstapel für die Erfassung von Bodenbewegungen effizient nutzen und vollständige Zeitreihen ableiten zu können, verwendet man das Auswerteverfahren der so genannten „Persistent Scatterer Interferometry“ (PSI). Das PSI-Verfahren umgeht das Problem der Dekorrelationen, indem die Schätzung der Bewegungen nur für langzeitstabile Rückstreuer, die so genannten Persistent Scatterer (PSI-Punkte), erfolgt. PSI-Punkte sind in der Realität meist anthropogene Objekte mit guten Rückstreuungseigenschaften z. B. Hausdächer. Zu Beginn des Auswerteverfahrens werden zunächst die PSI-Punkte anhand unterschiedlicher Rückstreu-Kriterien detektiert. Für diese PSI-Punkte erfolgt anschließend über zweidimensionale Regressionsanalysen und zeitliche Phasenabwicklungen (wegen der Phasenmehrdeutigkeiten von 2π) die Ermittlung der Bewegungen sowie der Punkthöhenfehler, die u. a. auf Ungenauigkeiten des benutzten DHMs zurückzuführen sind. Atmosphärische Störeinflüsse können auch bei diesem Auswerteverfahren zu Fehlern bei den abgeleiteten Bodenbewegungen führen. Teilweise lassen sich Hinweise auf atmosphärische Störeinflüsse durch Vergleich von Zeitreihen benachbarter PSI-Punkte finden. Ggf. kann/muss dann eine atmosphärisch stark beeinträchtigte Szene aus dem Datensatz gelöscht werden.

Sehr schnelle und sehr starke nichtlineare Bewegungsverläufe von PSI-Punkten können mit dem Verfahren nur bedingt ermittelt werden. Die maximal erfassbare vertikale Bewegung eines PSI-Punktes beträgt bei ENVISAT ASAR innerhalb von 35 Tagen etwa 15 mm. Aufgrund der relativ kleinen Wellenlänge ist das Messverfahren sensibel für Bewegungen im mm-Bereich. Die Standardabweichung einer interferometrisch ermittelten Höhenänderung beträgt bei ENVISAT ASAR etwa $\pm 4-5$ mm (WALTER 2011), unter der Voraussetzung, dass keine Phasenabwicklungsfehler auftreten. Phasenabwicklungsfehler führen bei ENVISAT zu einem Messfehler bei der Bestimmung der Höhenänderungen um ein Vielfaches von etwa 30 mm.

7.3. DATENPROZESSIERUNG

Die radarinterferometrische Prozessierung wurde am Institut für Geotechnik und Markscheidewesen der TUC mit der Software „GAMMA MSP/ISP/DIFF&GEO/IPTA“ der Firma GAMMA Remote Sensing Research and Consulting AG (Schweiz) durchgeführt.

Zunächst erfolgte eine Vorprozessierung der Satelliten-Rohdaten, anschließend die exakte Koregistrierung aller Szenen, d. h. die räumliche Überlagerung aller Szenen sowie die Überführung des aus den ALS-First-Pulse-Daten gewonnenen Digitalen Oberflächenmodells ins Radarsystem. Für die PSI-Auswertungen wurde das GAMMA Modul „Interferometric Point Target Analysis“ (IPTA) genutzt.

Voraussetzung für eine erfolgreiche PSI-Analyse ist zum einen die Wahl einer geeigneten Referenzszene, die möglichst unbeeinflusst von atmosphärischen Einflüssen ist sowie weitere auswertespezifische Kriterien erfüllt. Zum anderen ist die Wahl eines stabilen, d. h. bewegungsfreien, Referenzpunktes entscheidend.

Die PSI-Auswertung für den Zeitraum vom 18.12.2003 bis 7.10.2010 wurde für einen Szenenausschnitt von 21,5 km x 28,0 km durchgeführt, der das Untersuchungsgebiet (14,5 km x 20,5 km) vollständig abdeckt (Abbildung 20). Aufgrund der Inklination von 98.55° des ENVISAT Satelliten liegt die Szene leicht verdreht gegenüber Gitter-Nord. Etwa 115000 PSI-Punkte wurden ausgewertet, wobei die räumliche Punktdichte in städtischen Bereichen deutlich höher ist als in den ländlichen. An der Tagesoberfläche im Abbaubereich des BW Prosper-Haniel konnten nur vereinzelt PSI-Punkte detektiert werden. Einerseits finden sich in Vegetationsbereichen nur wenige geeignete Rückstreuer, andererseits sind aufgrund sehr schneller und stark nichtlinearer Bewegungen in den Hauptsenkungsbereichen Höhenänderungen mit diesem Auswerteverfahren nicht auflösbar und werden häufig unterschätzt.

Bei den durchgeführten Analysen erwies sich die Szene vom 31.01.2008 als geeignete Referenzszene. Als Referenzpunkt diente der PSI-Punkt 17169, der sich etwa 100 m neben dem Leitniv-Punkt 4306 9 00019 in der Ortschaft Drevenack befindet (Abbildung 20). Wie das Leitnivellement zeigt (Abbildung 19), kann der Bereich Drevenack aktuell und seit 1992 als stabil angesehen werden (SANDERS et al. 2007).

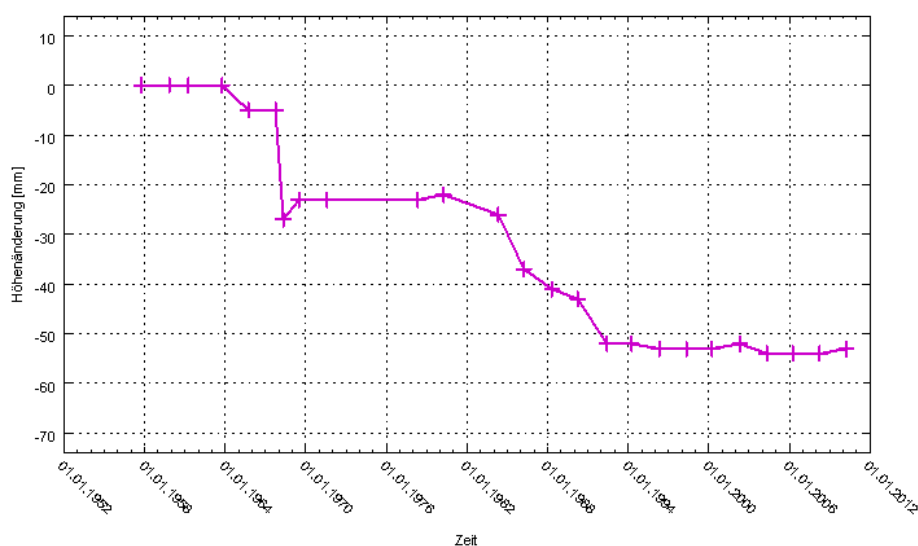


Abbildung 19: Zeit-Höhenänderungs-Diagramm des Leitniv-Punktes 4306 9 00019 (Drevenack) für den Zeitraum 1.10.1957 bis 1.4.2010.

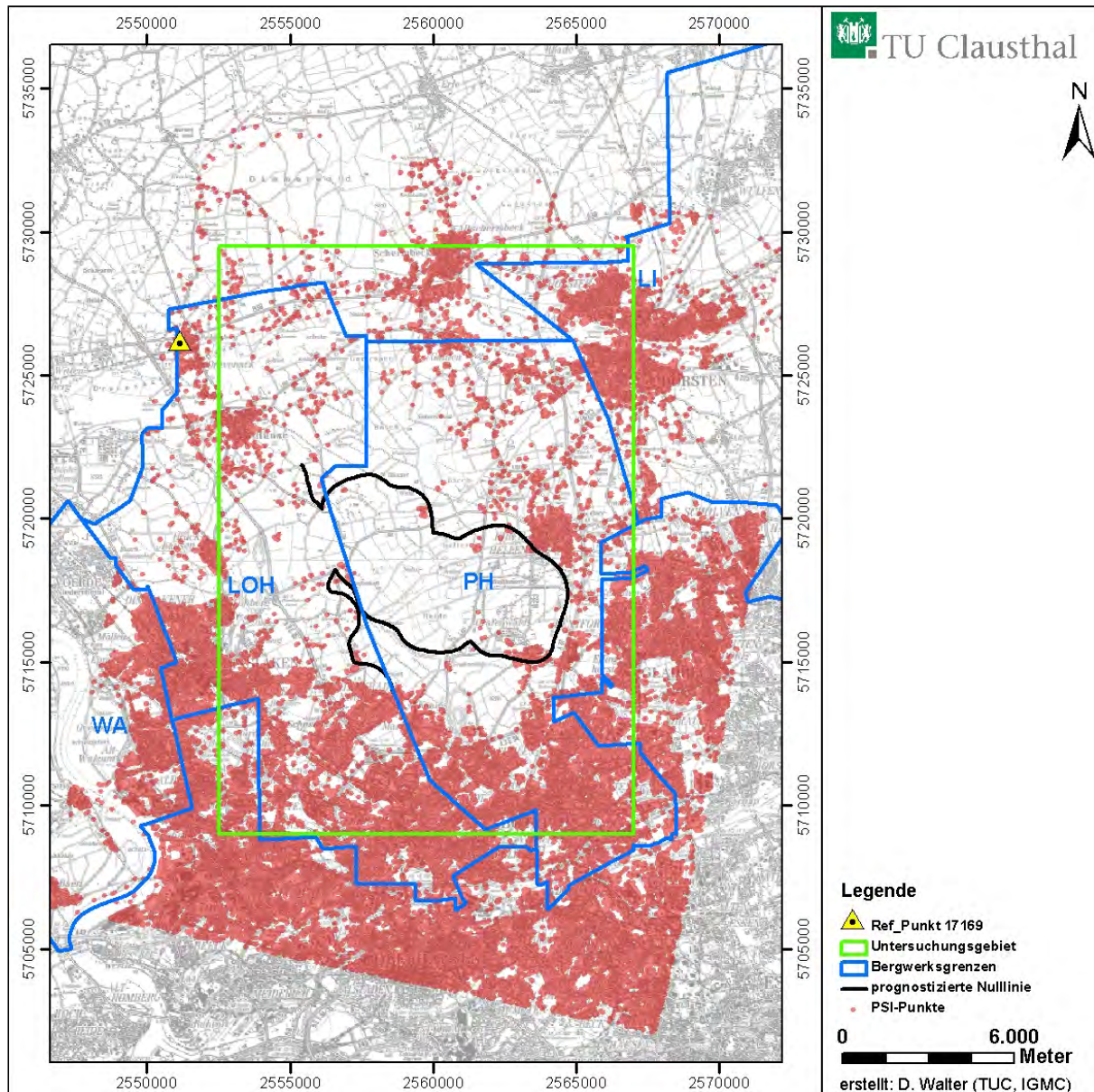


Abbildung 20: Lage der PSI-Punkte im Untersuchungsgebiet; PSI-Referenzpunkt 17169.

7.4. RADARINTERFEROMETRISCHE ERGEBNISSE UND DEREN QUALITÄT

Als Ergebnis der PSI-Auswertung erhält man für jeden PSI-Punkt den zeitlichen Bewegungsverlauf zwischen 12/2003 und 10/2010. Jede dieser punktbezogenen Zeitreihen setzt sich aus einer Trendkomponente sowie stochastischen Schwankungen zusammen. Letztere ergeben sich durch autoregressive Prozesse (Signalschwankungen, deren Ursachen zunächst unbekannt sind), systematische (und grobe) Messfehler (z. B. durch atmosphärische Störungen oder Phasenabwicklungsfehler) sowie Rauschen. Das Rauschen ist abhängig von der inneren Messgenauigkeit (zufällige Messfehler) und der

Intravariabilität, d.h. Prozessen, die durch den zeitlichen (aber auch den räumlichen) Messabstand nicht beschreibbar sind.

Für alle PSI-Zeitreihen kann ein deterministischer linearer Trend (Beispiel: Abbildung 21) bestimmt werden, welcher die lineare Höhenänderungsrate [mm/a] für jeden PSI-Punkt wiedergibt (Abbildung 25). Trends höherer Ordnung eines Polynoms können grundsätzlich bei Bodenbewegungsprozessen auftreten. Bei den analysierten PSI-Punkten im Untersuchungsgebiet ergab sich in den meisten Zeitreihen kein signifikanter Trend mit einem höheren Polynomgrad als 1. Jedoch weisen PSI-Punkte mit zunehmender Nähe zu den Senkungsmuldenzentren oftmals polynomiale Trends 2. oder 3. Grades auf, z. B. aufgrund abklingender Senkungen infolge der Einstellung des Abbaubetriebes (Abbildung 23). Für eine einheitliche Darstellung der PSI-Ergebnisse wurden nur die Trends 1. Ordnung für alle Punkte ermittelt und die Abweichungen von diesem Trend, d. h. die Residuen nach der Trendabspaltung (Abbildung 22), für die Genauigkeitsbetrachtungen in diesem Kapitel herangezogen.

Zur Veranschaulichung der an den PSI-Punkten ermittelten Höhenänderungen wurden unterschiedliche Ansätze verfolgt. So werden zum Einen im folgenden Abschnitt die anhand einer Regressionsanalyse nach der Methode der kleinsten Quadrate ermittelten mittleren Höhenänderungsraten [mm/a] für den Zeitraum 12/2003 – 10/2010 dargestellt und deren Unsicherheit beschrieben. Zum Anderen folgen im darauffolgenden Abschnitt entsprechende Darstellungen auf der Grundlage der zwischen 12/2003 und 10/2010 eingetretenen Höhenänderungen [mm].

Gemäß geodätischen und markscheiderischen Grundsätzen wurden die einzelnen PSI-Zeitreihenergebnisse auf „grobe“ Fehler hin untersucht. Nach gewissenhafter Prüfung konnten 125 PSI-Punkte als grob fehlerhaft detektiert und manuell aus dem Datensatz entfernt werden, da diese entweder:

- eindeutig identifizierbare Phasenabwicklungsfehler enthielten
- und/oder sehr große unplausible stochastische Schwankungen aufwiesen
- und/oder räumlich stark isoliert auftraten.

Das Entfernen von PSI-Punkten mit Phasenabwicklungsfehlern erfolgte nicht vollständig für den gesamten Datensatz. Es ist nicht auszuschließen, dass PSI-Punkte mit Senkungsraten von größer 12-15 mm/a Phasenabwicklungsfehler enthalten, die meist zu Unterschätzungen der tatsächlichen Bewegungen führen. 772 PSI-Punkte der ausgewerteten Punkte besitzen Senkungsraten größer 12 mm/a im Betrachtungszeitraum 2003-2010. Alle PSI-Punkte mit Senkungsraten größer 12 mm/a, die sich außerhalb des prognostizierten Einwirkungsbereiches des BW Prosper-Haniel (ohne Einflüsse des BW Lohberg/Osterfeld) befinden, wurden überprüft und weisen mit sehr hoher Sicherheit keine Phasenabwicklungsfehler auf.

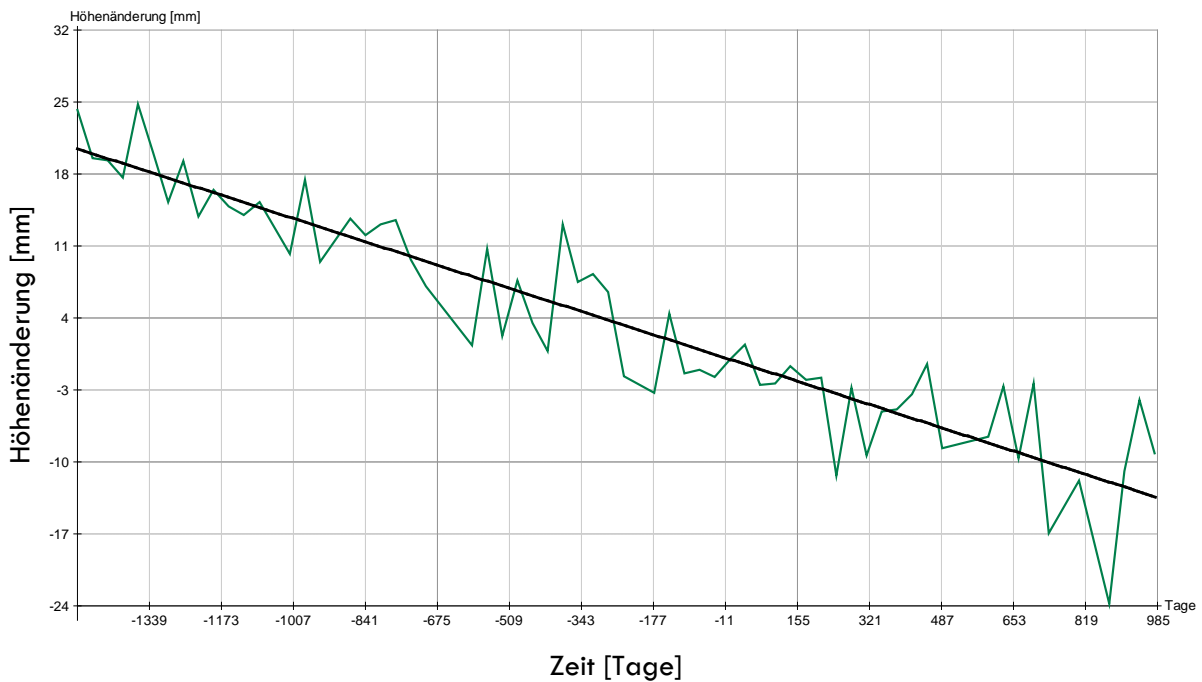


Abbildung 21: Zeit-Höhenänderungs-Diagramm mit linearem Trend

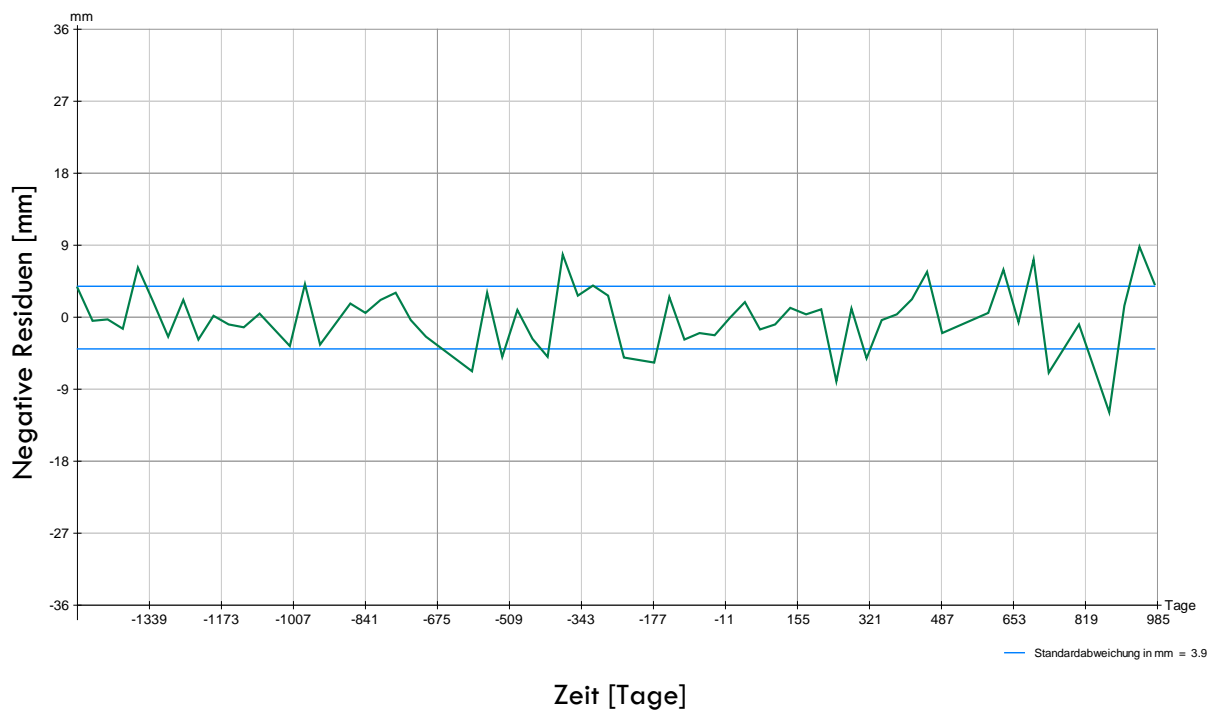


Abbildung 22: Abweichungen der Messwerte (Abbildung 21) vom Trend (negative Residuen) [mm]; Angabe der Standardabweichung in mm (blaue Linien).

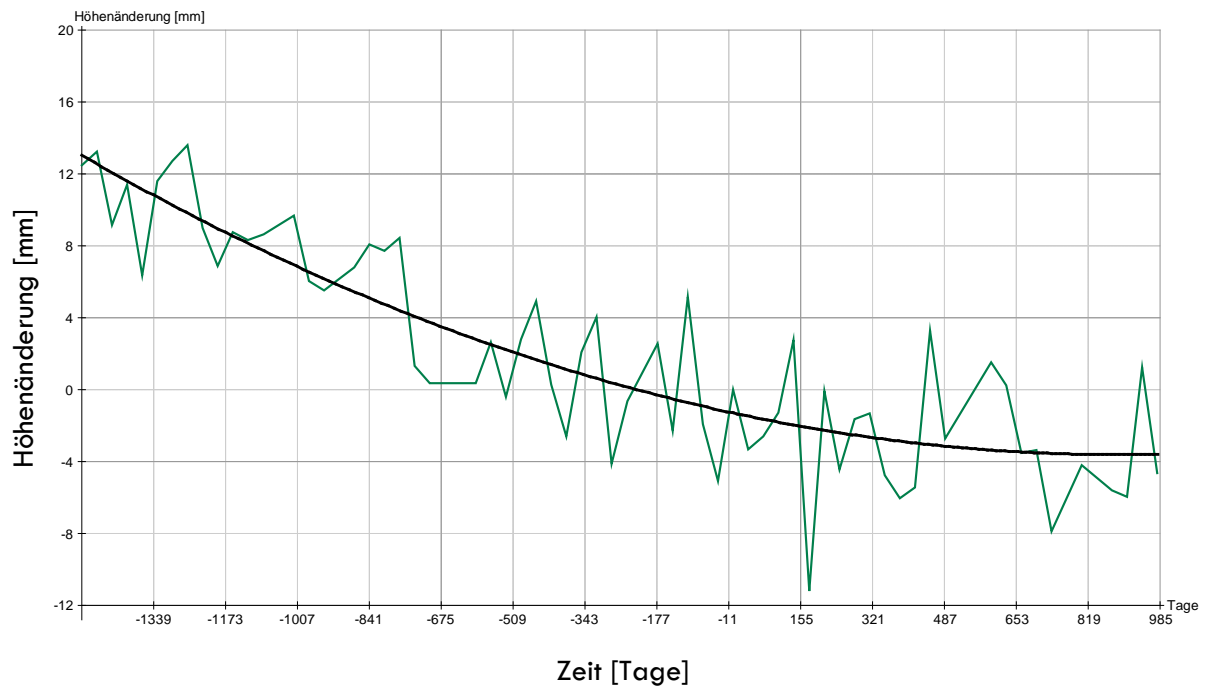


Abbildung 23: Zeit-Höhenänderungs-Diagramm mit signifikanten Trend 2. Grades

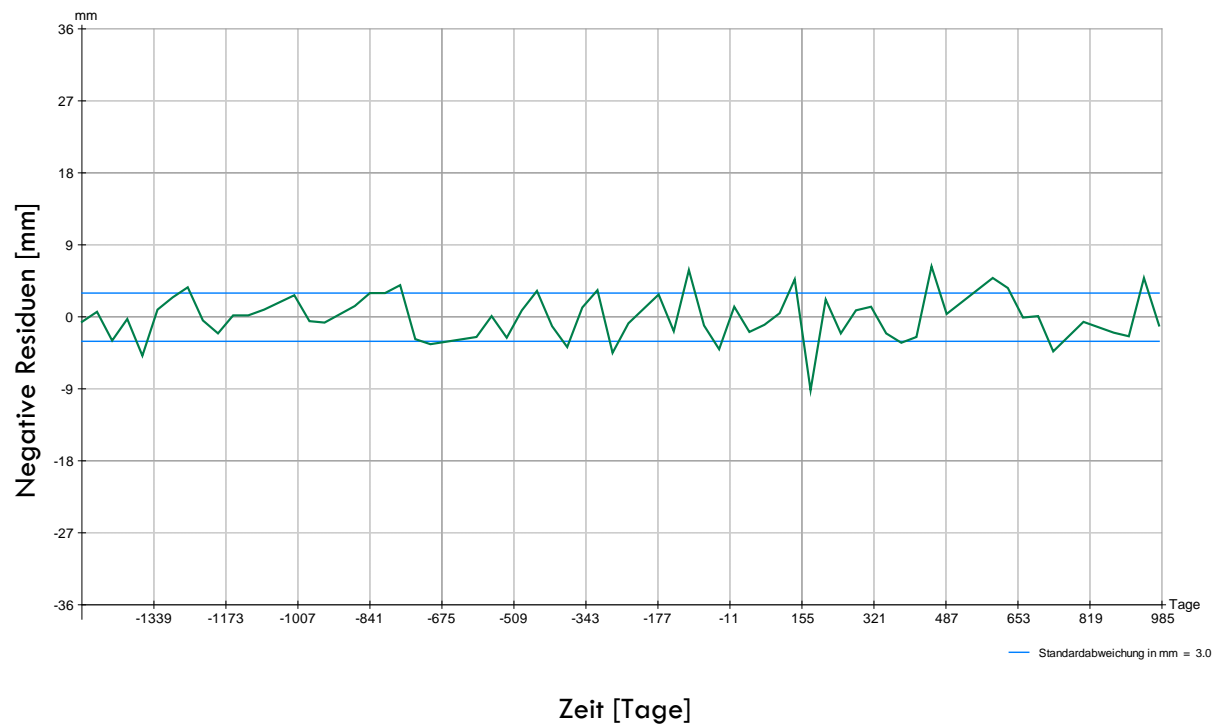


Abbildung 24 Abweichungen der Messwerte (Abbildung 23) vom Trend (negative Residuen) [mm]; Angabe der Standardabweichung in mm (blaue Linien).

■ Höhenänderungsraten

Wie im letzten Abschnitt beschrieben, liegen für jeden PSI-Punkt berechnete Höhenänderungsraten für den Gesamtbetrachtungszeitraum 12/2003 – 10/2010 vor. Um aus diesen punkthaften Daten die flächenhafte Ausprägung der Bodenbewegungen zu erhalten, wurden zwei unterschiedliche Interpolationsverfahren angewendet. Zunächst wurde als Interpolationsmethode die Inverse Distanzgewichtung (IDW) mit einem Radius von 200 m verwendet. Bei diesem einfachen Verfahren wird angenommen, dass die Ähnlichkeit eines unbekannten Wertes zum bekannten Messwert mit der Entfernung von diesem bis zu einem wählbaren Grenzwert (Radius) abnimmt. Das Ergebnis ist in Abbildung 25 für die räumlich interpolierten Höhenänderungsraten dargestellt. Da bei der IDW-Methode zwar einzelne, möglicherweise vorhandene „Ausreißer“ in ihrer Wirkung „eliminiert“ werden und Bewegungsbereiche durch die Extrapolation gut sichtbar werden, führt sie jedoch auch zu fehlerhaften Ergebnissen, speziell bei räumlich isoliert liegenden PSI-Punkten, an Cluster-Rändern sowie in Senkungsbereichen mit höheren räumlichen Gradienten (Muldenflanken).

Als Alternative zur IDW-Interpolation erfolgte deshalb eine auf dem Delaunay-Kriterium basierende Dreiecksvermaschung (TIN) auf Grundlage und unter Beibehaltung der vorhandenen PSI-Punkte mit anschließender Interpolation der Linien gleicher Höhenänderungsraten. Der TIN-Ansatz führt gegenüber dem IDW-Ansatz zu plausibleren Ergebnissen in Bereichen mit hohen Punktdichten und relativ großen räumlichen Bewegungsgradienten. Bei geringer räumlicher Dichte der PSI-Punkte (= großen Abständen zwischen benachbarten PSI-Punkten) erweist sich aber auch die TIN-Interpolation als nicht unkritisch. Deshalb wurden nur Dreiecke gebildet mit einer maximalen Dreiecksseitenlänge von 600 m (TIN600). Die entsprechenden Ergebnisse einer solchen TIN-Konstruktion sind für den Betrachtungszeitraum 12/2003 bis 10/2010 in Abbildung 26 sowie in Abbildung 27 für den Bereich „Kirchhellen-Rentfort“ dargestellt.

Wie in Abbildung 26 zu erkennen ist, stimmen die radarinterferometrisch ermittelten Hauptsenkungsbereiche (orange-rot) gut mit den Abbauschwerpunkten der Bergwerke Walsum, Lohberg/Osterfeld, Prosper-Haniel und Lippe überein (vgl. Abbildung 10). Da in Vegetationsbereichen prinzip- und datenbedingt keine guten Rückstreuer, die sich als PSI-Punkte eignen, ermittelt werden können, ließen sich insbesondere im Bereich vom Gartroper Busch im Norden bis zum Kölnischen Wald im Süden keine Höhenänderungen bestimmen. Westlich des Untersuchungsgebietes konnte ein Hebungsgebiet detektiert werden (hellblau).

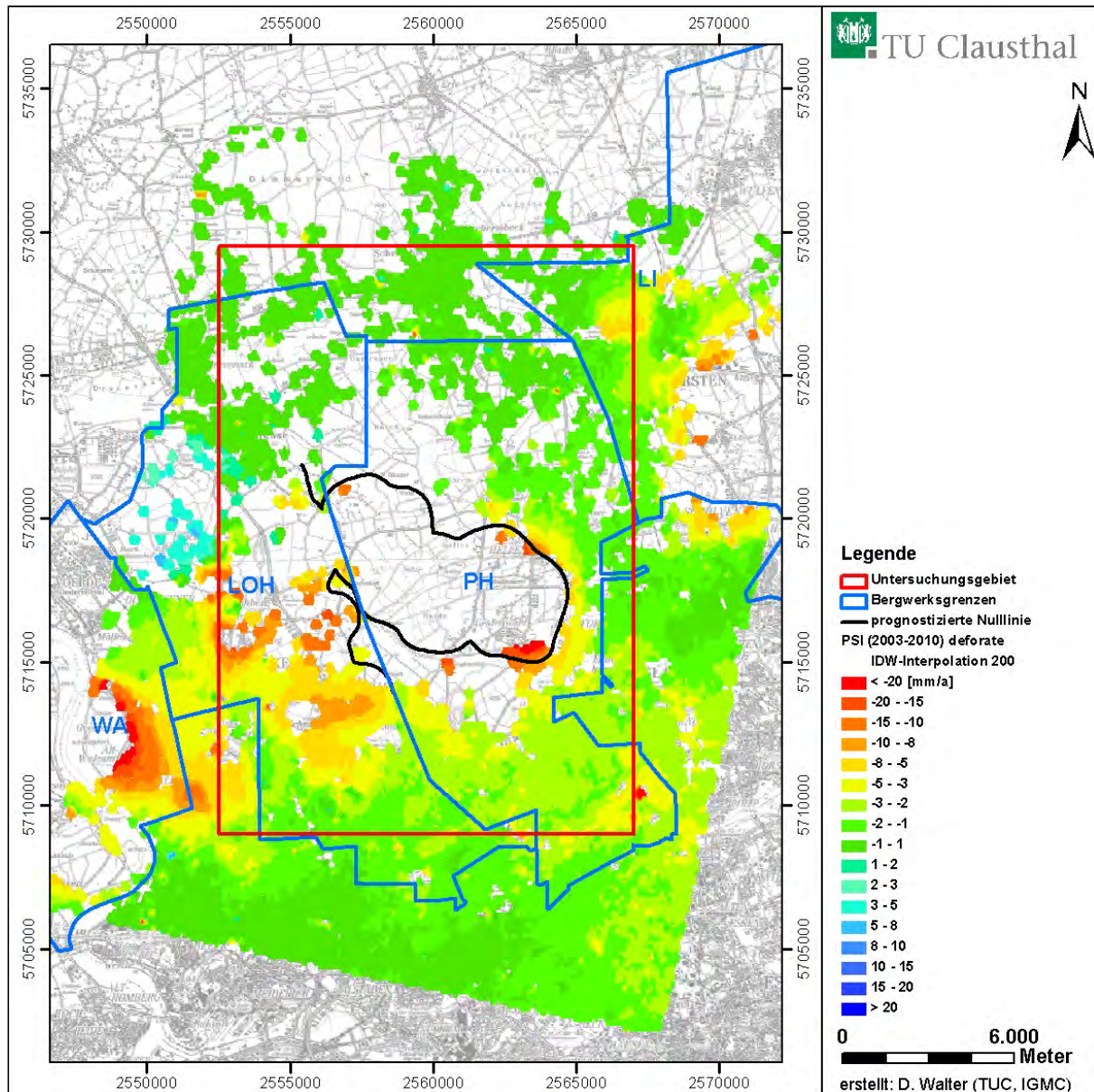
In Abbildung 26 und Abbildung 28 sind grün dargestellt die Bereiche mit Höhenänderungsraten kleiner als -3 mm/a für den Zeitraum 2003-2010. Nur im nördlichsten Bereich des Untersuchungsgebietes ist eine eindeutige Abgrenzung eines tendenziell bewegungsfreien großflächigen Bereiches möglich (Abbildung 26). Dagegen sind südlich und östlich dieses Bereiches lokal unterschiedliche lineare Höhenänderungstrends

zu beobachten, die möglicherweise durch räumliche und zeitliche Überlagerung von Bodenbewegungen lokal unterschiedlicher Ursachen entstanden sind (vgl. Kapitel 8.4).

Da im nur im östlichen Teil des Einwirkungsbereiches des BW Prosper-Haniel (Untersuchungsschwerpunkt) Höhenänderungen radarinterferometrisch erfassbar waren, konzentrieren sich die folgenden Analysen auf dieses Gebiet, d. h. auf den Bereich „Kirchhellen-Rentfort“ (Abbildung 28). Tendenziell weist der gesamte Bereich „Kirchhellen-Rentfort“ Senkungen auf. Ab einer Senkungsrate größer 2 mm/a ist ein räumlicher Trend, d.h. eine Zunahme der Senkungsgeschwindigkeiten in Richtung des prognostizierten Einwirkungsbereiches des BW Prosper-Haniel erkennbar. Zur besseren Visualisierung einer räumlichen Abgrenzung dieses Senkungsbereiches erfolgte basierend auf der TIN-Interpolation die Ableitung von Isolinien, also Linien gleicher Senkungsraten. In Abbildung 29 sind die Isolinien -2 mm/a, -3 mm/a und -5 mm/a für den Bereich „Kirchhellen-Rentfort“ und großmaßstäbiger in Abbildung 30 für Kirchhellen dargestellt. Unter der Annahme, dass die PSI-Punkte im Wesentlichen einen linearen Bewegungstrend besitzen (was durch eine umfangreiche stichprobenartige Untersuchung für die meisten Punkten bestätigt wurde!), lässt sich aus den Abweichungen (Residuen) der (linearen) Modellwerte und den Messwerten die Standardabweichung der Höhenänderungsrate [mm/a] für jeden PSI-Punkt berechnen. Sie ist ein Maß für die Unsicherheit des Anstiegs der Regressionsgeraden (also hier der Höhenänderungsrate) und u. a. beeinflusst durch Modellrestfehler, einzelne (nicht begründbare oder detektierte) Messfehler sowie vor allem durch das Rauschen (verfahrenstypische statistische Unsicherheiten) der Messwerte.

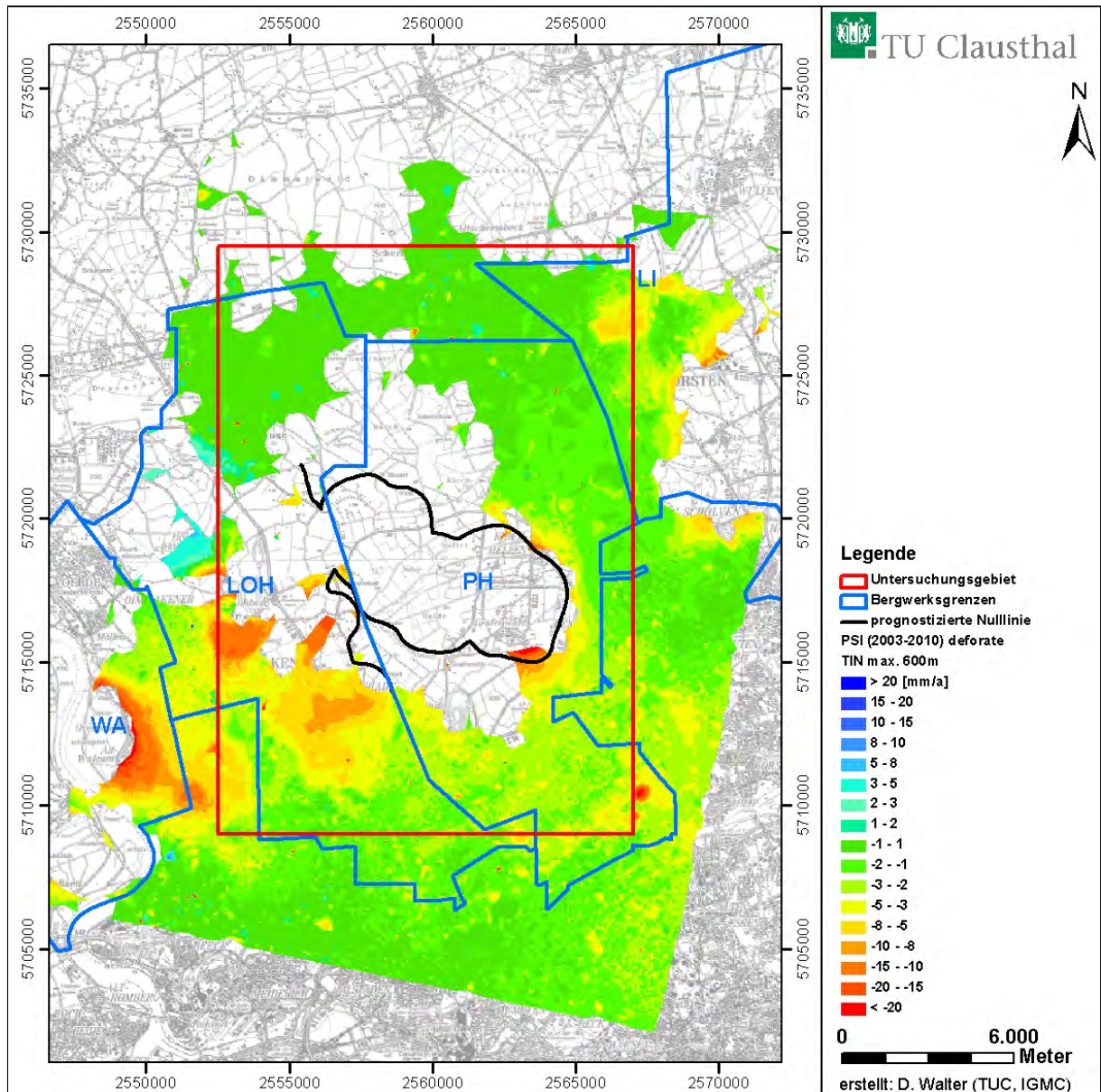
Die Standardabweichung aller für das gesamte Untersuchungsgebiet berechneten Höhenänderungsraten beträgt im Mittel 0,24 mm/a. Somit kann hier (bei Nutzung von ENVISAT-Daten) eine Höhenänderungsrate von größer als 0,7 mm/a (aufgerundet 1 mm/a) als signifikant angesehen werden. Analysen/Interpretationen über Gebiete mit Bewegungsraten kleiner als 1 mm/a (0,7 mm/a) sind aus statistischer Sicht unsicher.

Da, wie bereits erwähnt, der gesamte Bereich „Kirchhellen-Rentfort“ und der sich östlich und nordöstlich anschließende Bereich (hier insbesondere mit Senkungsraten meist kleiner als 2 mm/a) (Abbildung 28) flächendeckend durch Senkungen geprägt ist, wird im Hinblick auf das Untersuchungsziel vorgeschlagen, diesen Großraum in homogene Gebiete mit kleiner als 2 mm/a und größer/gleich 2 mm/a aufzuteilen. Hierdurch wird deutlich, dass über den betrachteten Zeitraum in dem sich östlich und nordöstlich um „Kirchhellen-Rentfort“ erstreckenden Bereich latente Senkungen in der Größenordnung von durchschnittlich 1 mm/a auftreten und sich ab einer Senkung von 2 mm/a ein Bereich abgrenzt, der einen deutlich räumlich zunehmenden Senkungstrend in Richtung der Abbauschwerpunkte des BW Prosper-Haniel erkennen lässt. Südlich von Grafenwald bzw. der Autobahnausfahrt Gladbeck der BAB A31 verlaufen die Linien gleicher Höhenänderungsraten (siehe Abbildungen 29 und 30), besonders die Linie -2 mm/a, sehr weit nach Osten bis an den Rand des Untersuchungsraumes, wie auch anhand der Flächeninterpolation in Abbildung 26 erkennbar ist.



**Abbildung 25: Interpoliertes PSI-Ergebnis (IDW200) für den Zeitraum 12/2003 – 10/2010;
Höhenänderungsraten [mm/a].**

Aufgrund der im Süden vorhandenen Altbergbaubereiche und der möglichen Überlagerung mit aktiven Abbaueinflüssen, ist ein räumlicher Zusammenhang zum aktuellen Einwirkungsbereich des BW Prosper-Haniel nicht eindeutig erkennbar. Diese Überlagerung spiegelt sich in dem von der RAG berechneten Gesamtsenkungsbereich (Abbildung 29) wider, in dem alle seit 1.1.1969 bis 1.10.2011 bzw. bis Stilllegung der Bergwerke abgebauten Flöze bzw. Bauhöhen unter Annahme eines Grenzwinkels von 60 gon berücksichtigt wurden. Die zeitlich-räumliche Ursache-Wirkungsanalyse wird durch die Überlagerung deutlich erschwert und lässt keine genaue Differenzierung zu. Deshalb wurde auf die Darstellung der Isolinien im südlichen Bereich verzichtet.



**Abbildung 26: Interpoliertes PSI-Ergebnis (TIN600) für den Zeitraum 12/2003 – 10/2010;
Höhenänderungsraten [mm/a].**

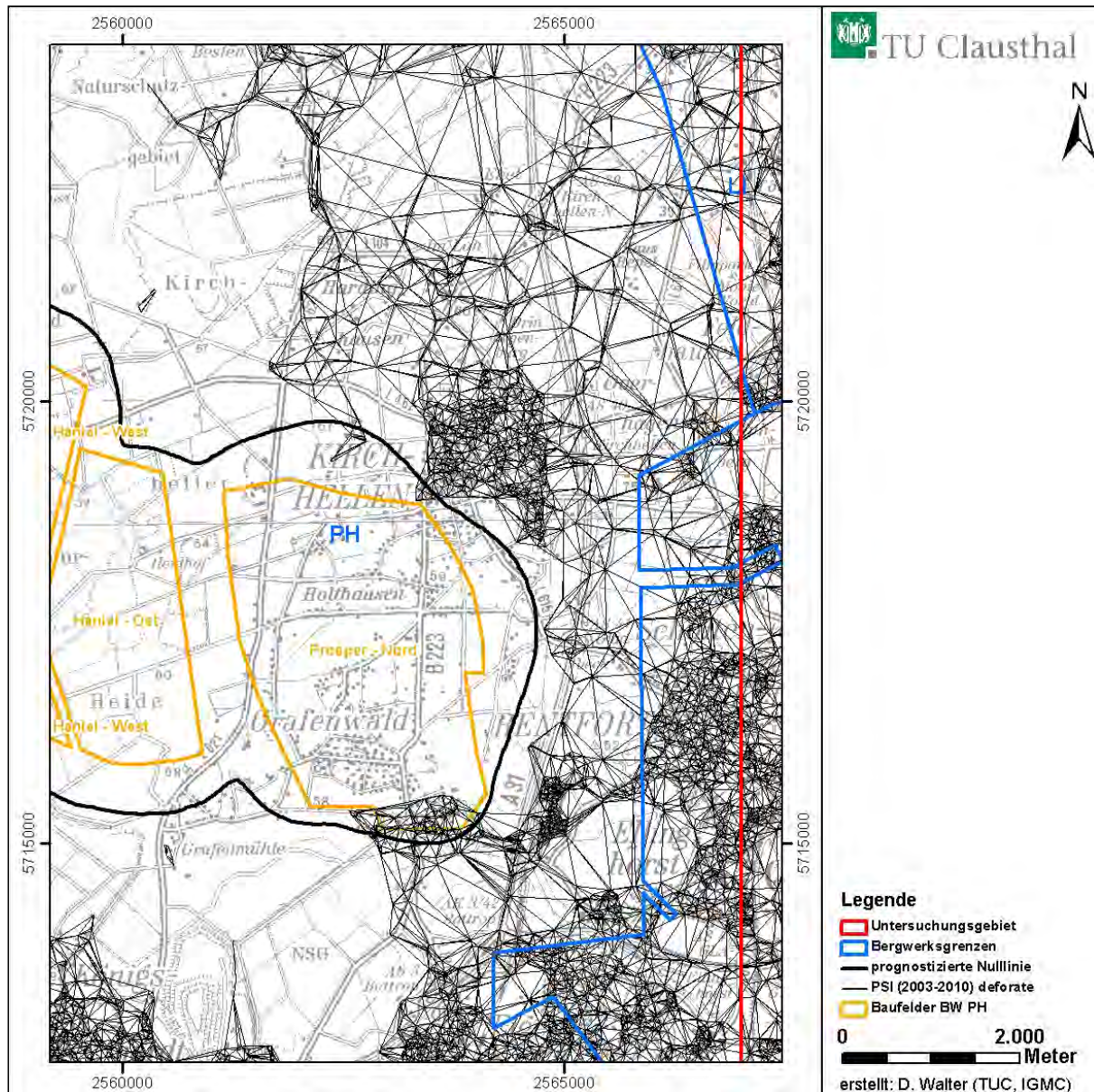


Abbildung 27: TIN-Dreiecksvermaschung zwischen den PSI-Punkten im Bereich Kirchhellen-Rentfort (Max. Kantenlänge 600 m)

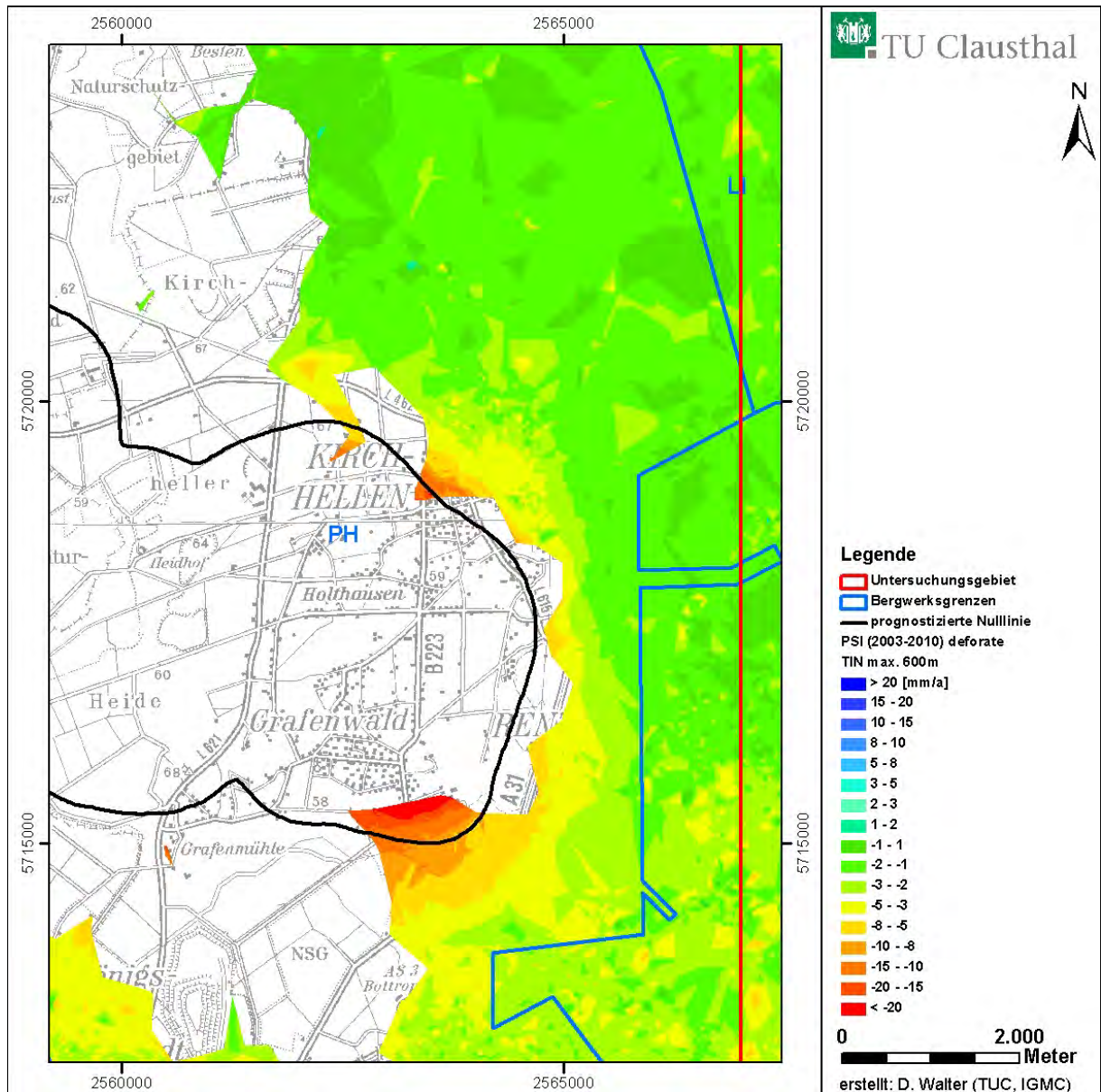


Abbildung 28: Interpoliertes PSI-Ergebnis (TIN600) für den Zeitraum 12/2003 – 10/2010 im Bereich Kirchhellen-Rentfort; Höhenänderungsraten [mm/a].

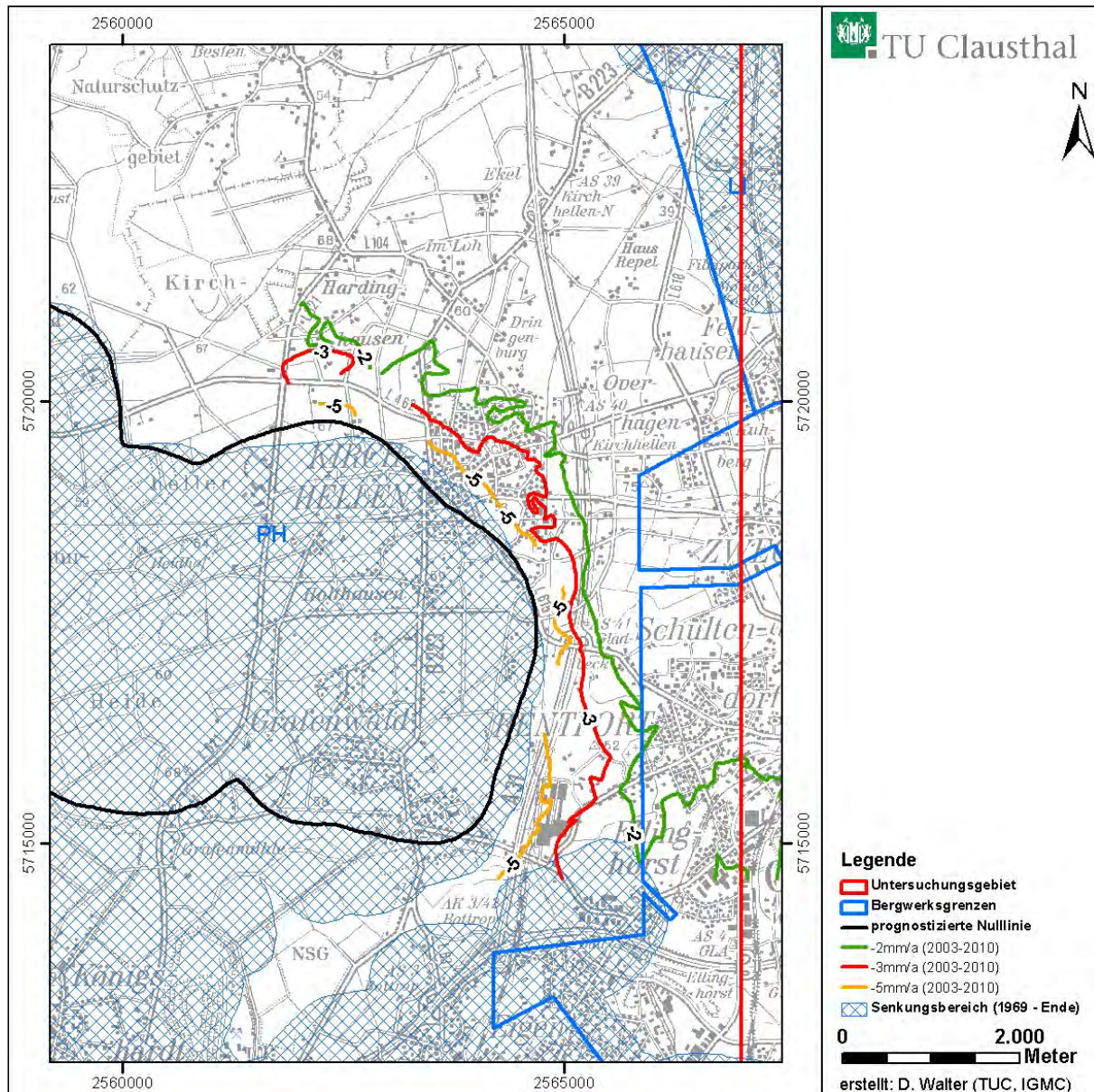


Abbildung 29: Linien gleicher Höhenänderungsraten: -2mm/a (grün), -3mm/a (rot), -5mm/a (orange); für den Zeitraum 12/2003 – 10/2010 im Bereich Kirchhellen-Rentfort.

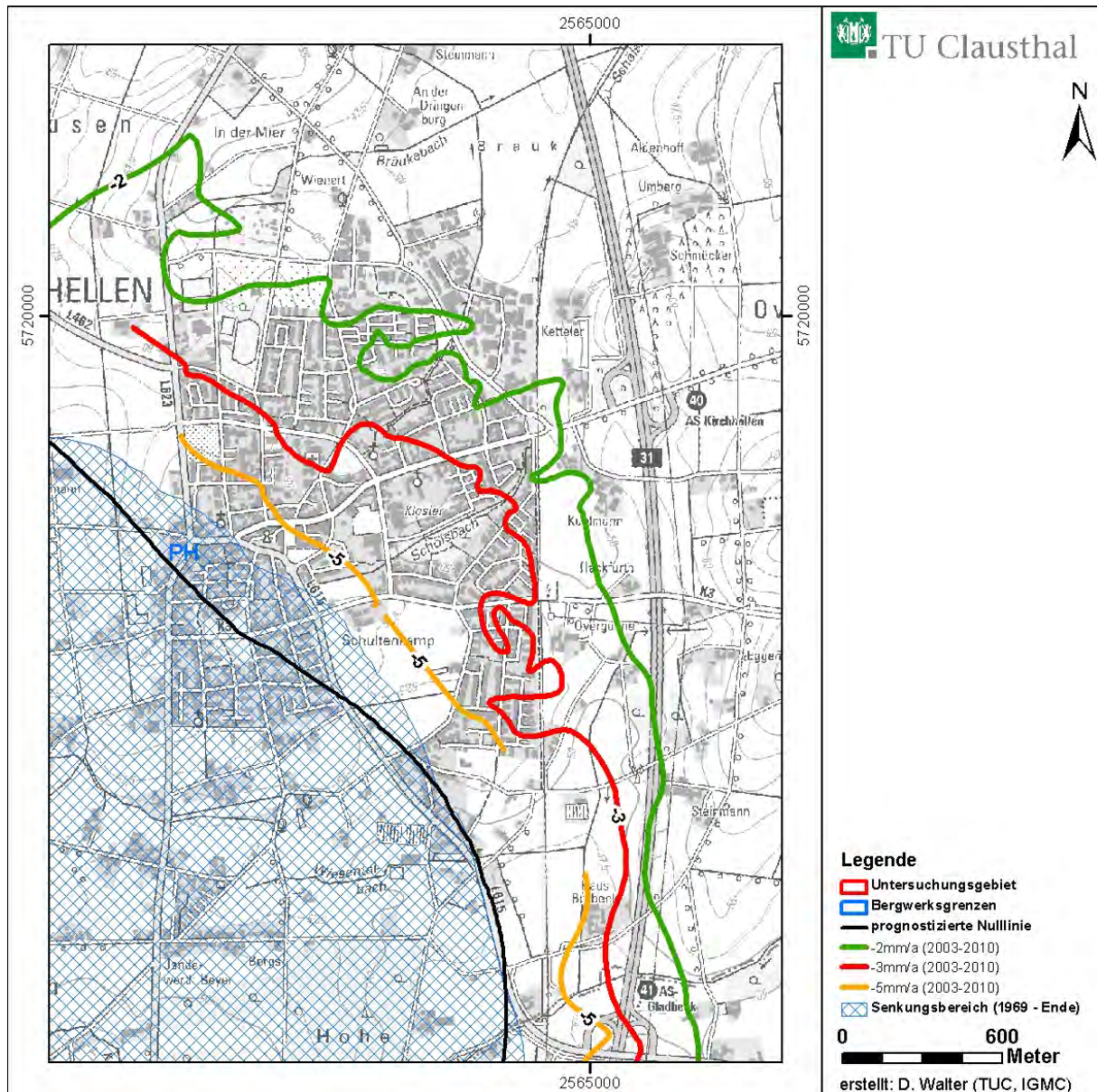


Abbildung 30: Linien gleicher Höhenänderungsraten: -2mm/a (grün), -3mm/a (rot), -5mm/a (orange); für den Zeitraum 12/2003 – 10/2010 im Bereich Kirchhellen.

Zusammenfassend kann die „2 mm/a“-Senkungslinie somit als eindeutig identifizierbare Grenze für Bodenbewegungen im nordöstlichen und östlichen Bereich des BW Prosper-Haniel angesehen werden. Die „2 mm/a“-Senkungslinie kann als hoch signifikant betrachtet werden.

■ Höhenänderungen 2003-2010

Anhand der ermittelten Höhenänderungsraten (Trend 1. Grades) wurden die Höhenänderungen [mm] für den gesamten Zeitraum 2003-2010 (2485 Tage) für jeden PSI-Punkt berechnet und mit Hilfe des TIN-Modells flächenhaft interpoliert. Die Ergebnisse sind in Abbildung 31 für das gesamte Untersuchungsgebiet und in Abbildung 32 für den Bereich „Kirchhellen-Rentfort“ dargestellt.

Die Berechnung der Höhenänderungen [mm] über die Höhenänderungsraten [mm/a] gibt zwar nur näherungsweise den (unbekannten) „wahren“ Betrag der Höhenänderung, insbesondere bei nichtlinearen Zeitreihen, wieder, ermöglicht jedoch eine zuverlässigere Aussage als eine Differenzbildung zwischen dem ersten und letzten Messwert einer gesamten Zeitreihe, da diese durch die zufälligen Streuungen der einzelnen Messwerte überprägt sind (Abbildung 22). Die Streuung der Messwerte beträgt für alle PSI-Punkte im Mittel 3,8 mm (mit Maximalwerten bis zu 5,9 mm). Für die über den ersten und letzten Messwert ermittelten Höhenänderungen ergäbe sich somit eine mittlere Standardabweichung von durchschnittlich 5,4 mm. Dagegen beträgt die Standardabweichung der Höhenänderungen, ermittelt über die Höhenänderungsrate und den gesamten Zeitraum (12/2003 – 10/2010), im Mittel 1,6 mm (mit Maximalwerten bis zu 2,5 mm).

Auf Grundlage des TIN-Modells wurden Linien gleicher Höhenänderung in einer Abstufung von 5 mm abgeleitet. Zur Abgrenzung der „lokalen Senkungsmulde“ im Bereich „Kirchhellen-Rentfort“ von dem sich nach Nordosten und Osten umgebenden Bereich erwies sich die -15 mm-Linie als gut zusammenhängend konstruierbar (entspricht einer Höhenänderungsrate von -2,2 mm/a) (Abbildung 33, Abbildung 34).

Anmerkung:

Die kartographischen Darstellungen der Linien gleicher Höhenänderungsraten oder Höhenänderungen erwecken den Eindruck einer „scharfen“ („exakten“) Wiedergabe der Lage dieser Linien. Es soll deshalb ausdrücklich darauf hingewiesen werden, dass auch die Lage dieser Linien eine Unsicherheit besitzt, die sich im Wesentlichen ergibt aus der Unsicherheit der Höhenänderungsraten bzw. der Höhenänderungen in Verbindung mit der Neigung der „Senkungsmulde“ in dem Bereich der Linien. Geht man vereinfacht davon aus, dass die Unsicherheit z. B. der ermittelten Höhenänderungen überall gleich groß ist, dann wird die Lageunsicherheit der Linien gleicher Höhenänderungen in Bereichen mit großer Neigung (also z. B. in Richtung auf den Senkungsschwerpunkt) klein sein im Verhältnis zur Lageunsicherheit der Linien gleicher Höhenänderungen in Bereichen mit kleiner Neigung (also in Richtung auf den Rand der Senkungsmulde).

In Analogie zu der Genauigkeit von Höhenlinien (KRAUS 2000, S. 353) hängt die Lagegenauigkeit z. B. einer Linie gleicher Höhenänderungen von der Neigung der Fläche (hier eine Höhenänderungsfläche) ab. Sie lässt sich durch ihre empirische Standardabweichung s_L näherungsweise aus der empirischen Standardabweichung $s_{\Delta h}$ der Höhenänderungen und dem lokalen Neigungswinkel α der Höhenänderungsfläche gemäß

$$s_L \approx s_{\Delta h} / \tan \alpha$$

berechnen. Da am Rand einer Senkungsmulde die Neigung der Höhenänderungsfläche definitionsgemäß einen Wert von fast Null besitzt, würde die Lageunsicherheit der Linie einen theoretisch unendlich großen Wert erhalten. Alleine aus dieser Betrachtung wird ersichtlich, dass die Ableitung der „exakten“ Lage einer „Senkungs-Nulllinie“ aus („verrauschten“) Messwerten nicht möglich ist! Dies gilt natürlich in gleicher Weise auch für eine Linie für die Höhenänderungsrate mit dem Wert 0 mm/a.

Da sich für die Situation im Untersuchungsgebiet und unter Berücksichtigung der Unsicherheit der aus ENVISAT-Daten radarinterferometrisch abgeleiteten Höhenänderungen (für den gesamten Untersuchungszeitraum) die -15 mm-Linie als statistisch signifikant ergeben hat, wurden entlang dieser Linie an mehreren Stellen die Neigungen der Höhenänderungsfläche ermittelt. Hieraus ergab sich im Mittel ein Neigungswert von $\alpha = 0,008$ gon. Unter Berücksichtigung der zuvor abgeschätzten Standardabweichung von etwa 2 mm für die Höhenänderungen ergibt sich eine Lagegenauigkeit für die -15 mm-Linie in einer Größenordnung von ± 16 m. Diese Lageunsicherheit der -15 mm-Linie ist zur Veranschaulichung entsprechend dem Darstellungsmaßstab in Abbildung 34 durch ihre Linienstärke wiedergegeben.

Obwohl die ermittelten Werte aufgrund der abgeschätzten Eingangswerte und des verwendeten Modells nur als Näherungswerte angesehen werden dürfen, zeigen sie doch auf, dass kartographisch exakt erscheinende Linien in ihrer Lage insbesondere am Senkungsrand nicht unerhebliche Ungenauigkeiten besitzen, die für weiterführende Aussagen und Folgerungen zu beachten sind!

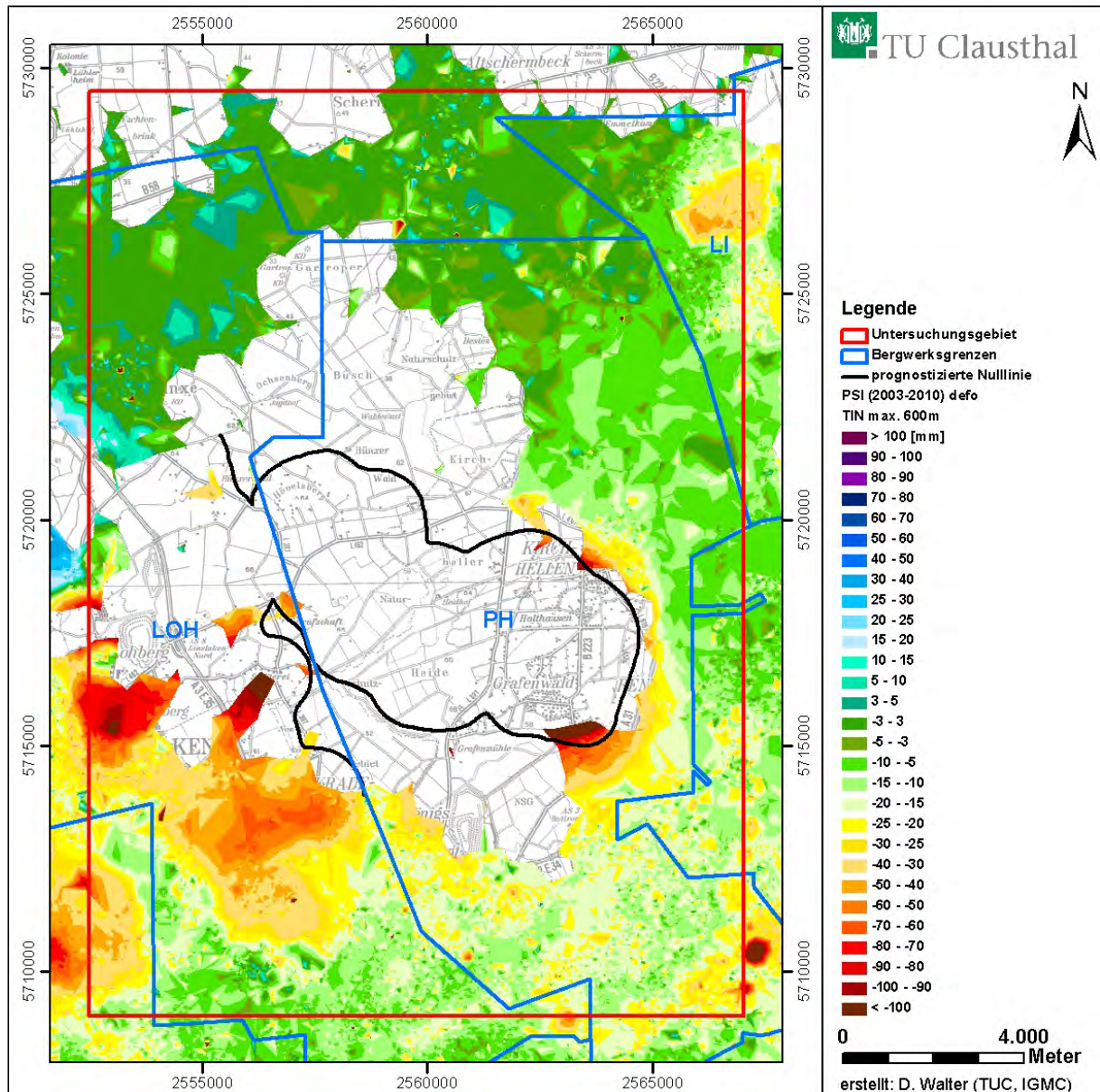


Abbildung 31: Interpoliertes PSI-Ergebnis (TIN600) für den Zeitraum 12/2003 – 10/2010 im Untersuchungsgebiet; Höhenänderungen [mm].

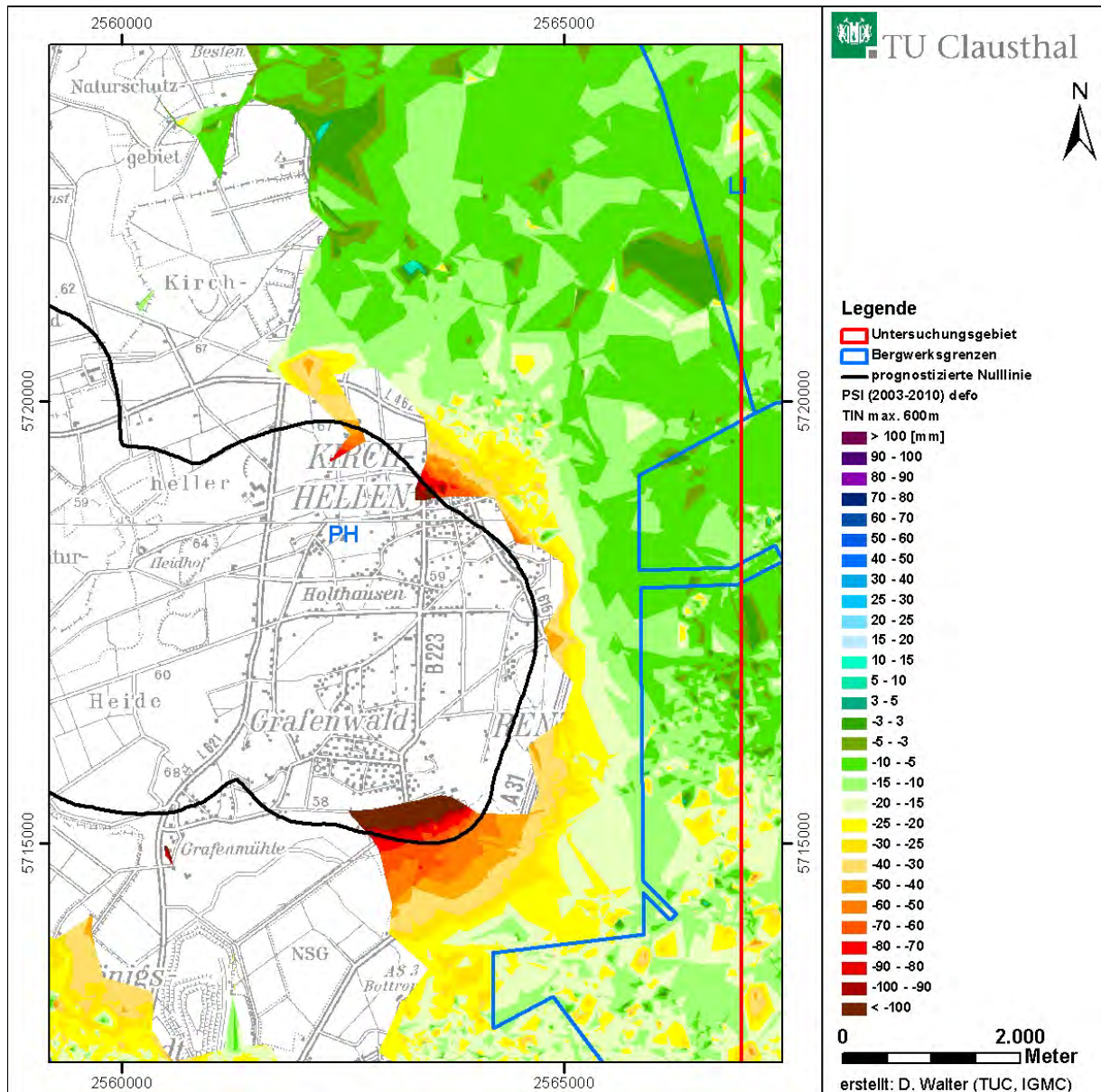


Abbildung 32: Interpoliertes PSI-Ergebnis (TIN600) für den Zeitraum 12/2003 – 10/2010 für den Bereich „Kirchhellen-Rentfort“; Höhenänderungen [mm].

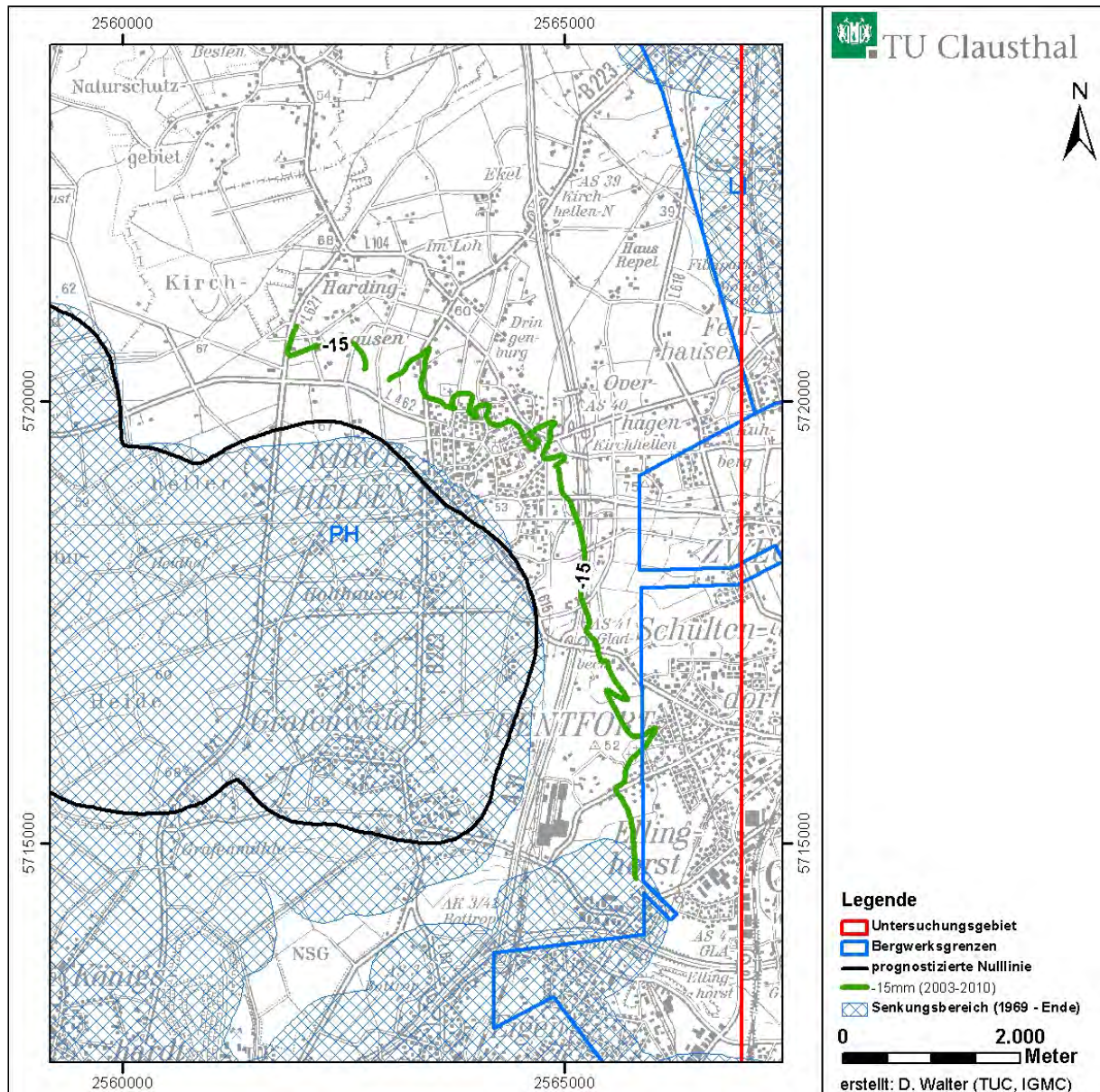


Abbildung 33: Linien gleicher Höhenänderung (-15 mm) zwischen 12/2003 – 10/2010 für den Bereich Kirchhellen-Rentfort.

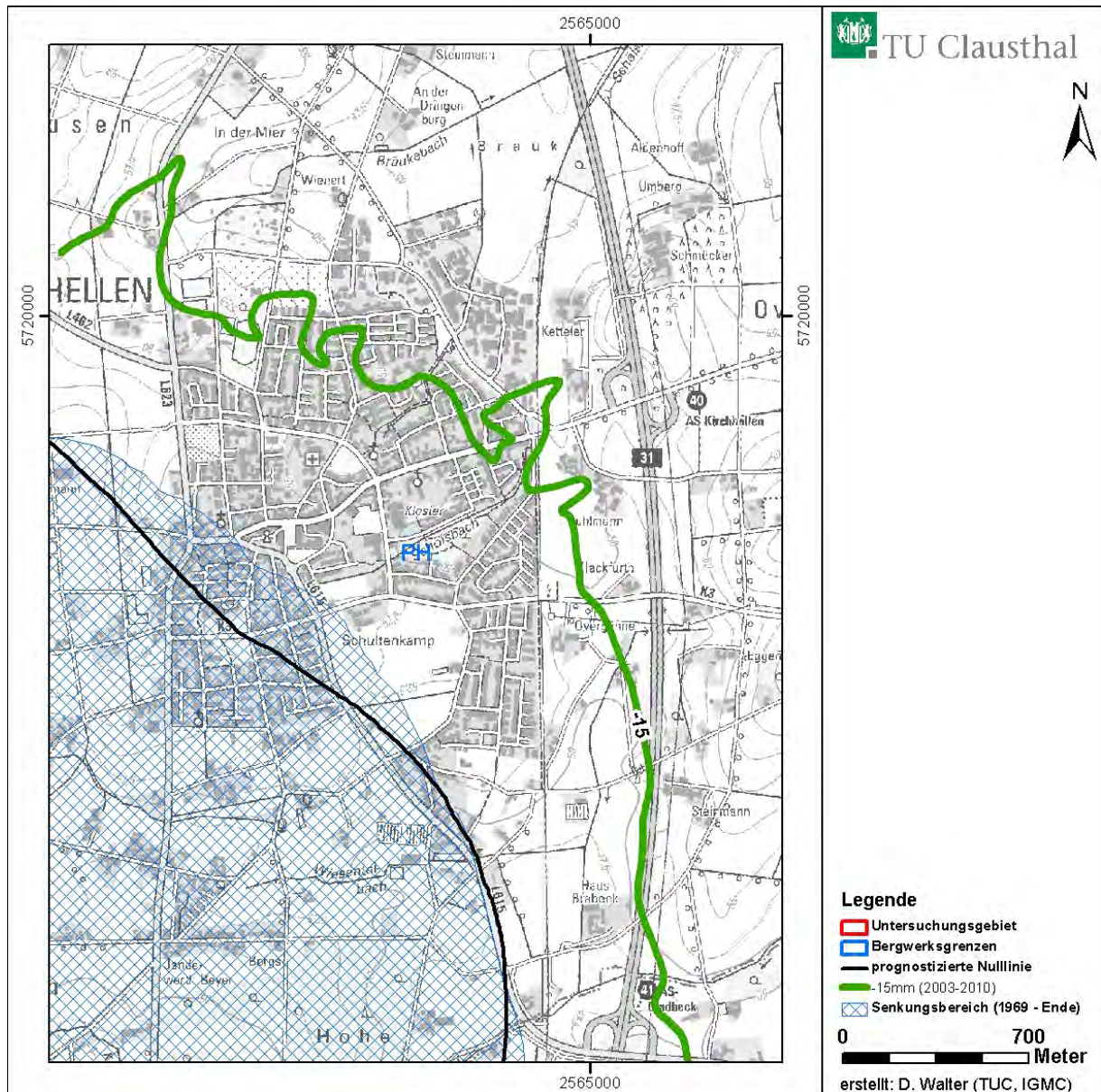


Abbildung 34: Linien gleicher Höhenänderung (-15 mm) zwischen 12/2003 – 10/2010 für den Bereich Kirchhellen. Die Breite der Linie entspricht einer Lageungenaugkeit von ca. ± 16 m.

8. ZEITLICH-RÄUMLICHE URSACHE-WIRKUNGSANALYSE UND BEWERTUNG

8.1. ERFASSUNG VON HÖHENÄNDERUNGEN MIT SATELLITENGESTÜTZTER RADARINTERFEROMETRIE UND NIVELLEMENT

Zur Verbesserung der räumlichen und zeitlichen Aussagemöglichkeit bzgl. auftretender Senkungserscheinungen außerhalb des prognostizierten Senkungsbereiches des BW Prosper-Haniel erfolgt ein detaillierter Vergleich der PSI-Ergebnisse mit den Leitnivellements, der HFP-Datei der RAG AG und den Nivellements der Stadt Bottrop. Der Vergleich erfolgt räumlich für unterschiedliche Zeitabschnitte, mittels Zeit-Höhenänderungs-Diagrammen für ausgewählte Punkte und anhand von räumlichen Höhenänderungsprofilen.

■ Betrachtungszeitraum 2004-2010

In Abbildung 35 sind die Höhenänderungsraten (mm/a) der Nivellementspunkte im Vergleich zum flächeninterpolierten ENVISAT-Ergebnis (TIN) für etwa den gleichen Zeitraum 4/2004 – 4/2010 dargestellt. Da die Nivellements nur alle zwei Jahre (2004, 2006, 2008, 2010) durchgeführt wurden, stellt dieser den größtmöglichen Vergleichszeitraum dar. Zur Berechnung der Höhenänderungsraten in mm/a für die Nivellementspunkte, wurden die im Frühjahr 2004 und 2010 gemessenen Höhen herangezogen. Aus den PSI-Ergebnissen wurde ein vergleichbarer Zeitabschnitt (hier: 1.4.2004 – 15.4.2010) ausgewählt und für jeden PSI-Punkt eine Regressionsgerade und darüber eine Höhenänderungsrate ermittelt. Wie in Abbildung 35 zu sehen ist, stimmen die aus den Radardaten abgeleiteten Höhenänderungsraten sehr gut mit denen der Nivellements überein. Für den Vergleich wurden gleiche Farbskalierungen in den Darstellungen verwendet, und die über die PSI-Ergebnisse gedruckten Nivellementspunkte bewusst nicht transparent dargestellt. Für den Bereich südlich von Schermbeck liegen keine Nivellements in dem Zeitraum 2003-2010 vor (Kapitel 6.2), so dass in diesem Bereich kein Vergleich möglich ist.

Die Ergebnisse zeigen deutlich, dass auch außerhalb der prognostizierten Nulllinie des BW Prosper-Haniel signifikante Höhenänderungsraten zu beobachten sind, die durch Nivellements und PSI-Auswertung in gleicher Weise erfasst werden. Vergleichbar mit der Abbildung 14 im Gutachten von PREUBE (2011) sind in Abbildung 36 exemplarisch die Zeit-Höhenänderungs-Diagramme für die Leitniv-Punkte an der Kirche St. Ludgerus in Altschermbeck, an der Autobahnanschlussstelle Kirchhellen-Nord der BAB A31 und an der Kirche St. Johannes in Kirchhellen, im Vergleich zu den PSI-Zeitreihen dargestellt.

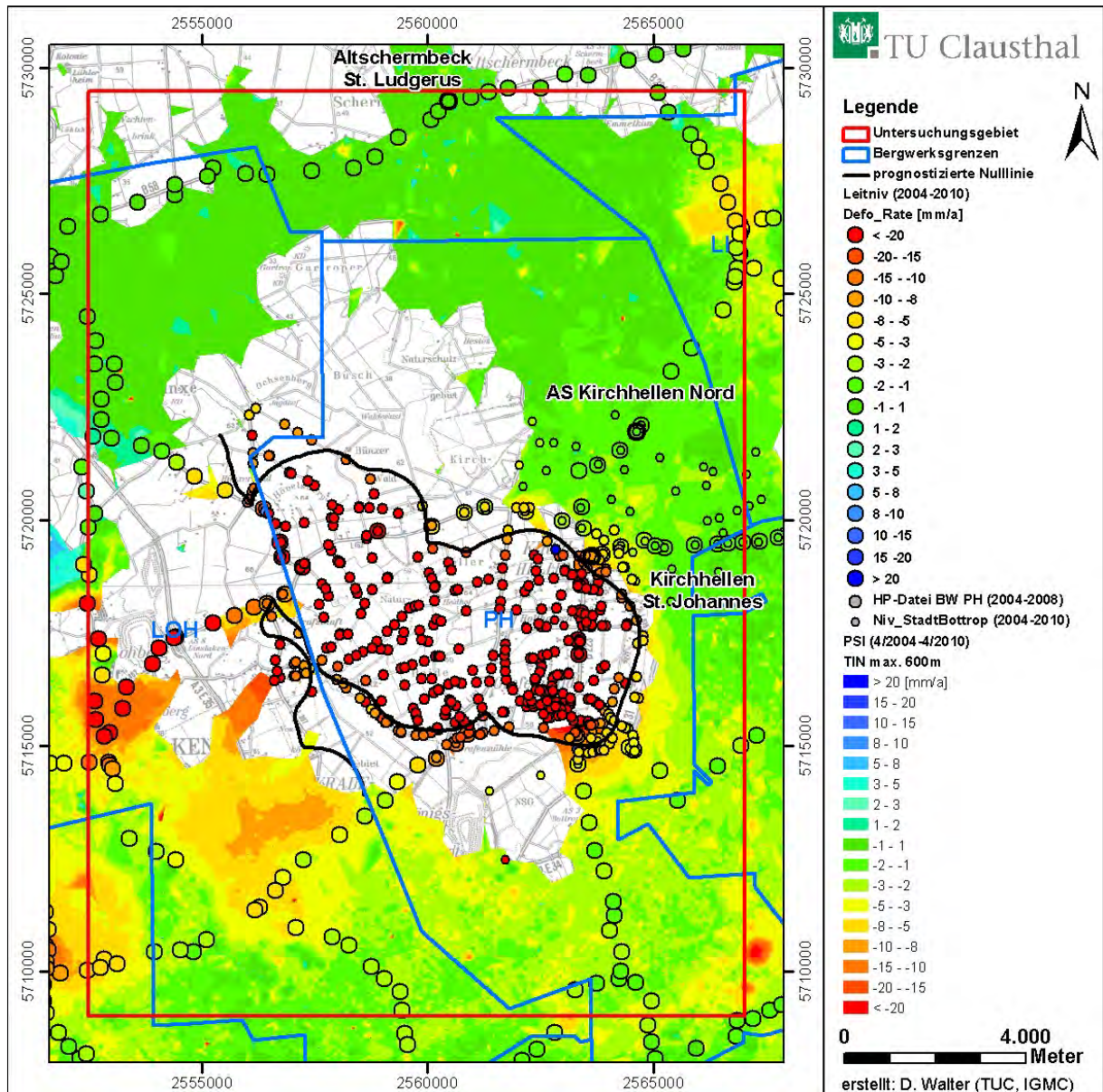


Abbildung 35: Interpoliertes PSI-Ergebnis (TIN600) für den Zeitraum 04/2004 – 04/2010 im Vergleich zum Nivellement; Höhenänderungsraten [mm/a].

An der Kirche in Schermbeck konnten für den Zeitraum zwischen Ende 2003-2010 keine signifikanten Höhenänderungen detektiert werden (Abbildung 36a). Der Punkt an der AS Kirchhellen-Nord weist einen sehr kleinen Senkungstrend bis etwa 2007 auf; danach können keine weiteren Senkungen weder durch das Leitniv noch die PSI-Daten signifikant bestimmt werden (Abbildung 36b). Ein Vergleich der PSI-Zeitreihen und dem Leitniv für die Kirche St. Johannes in Kirchhellen zeigt bis Anfang/Mitte 2007 eine gute Übereinstimmung der erfassten Senkungen (Abbildung 36c). Danach zeigen sich größer werdende Unterschiede der Ergebnisse beider Verfahren bis zu maximal 10 mm. Die Ursachen hierfür sind unbekannt. Unabhängig davon zeigen die Ergebnisse beider Verfahren eine anhaltende Senkung jedoch mit abnehmender Geschwindigkeit.

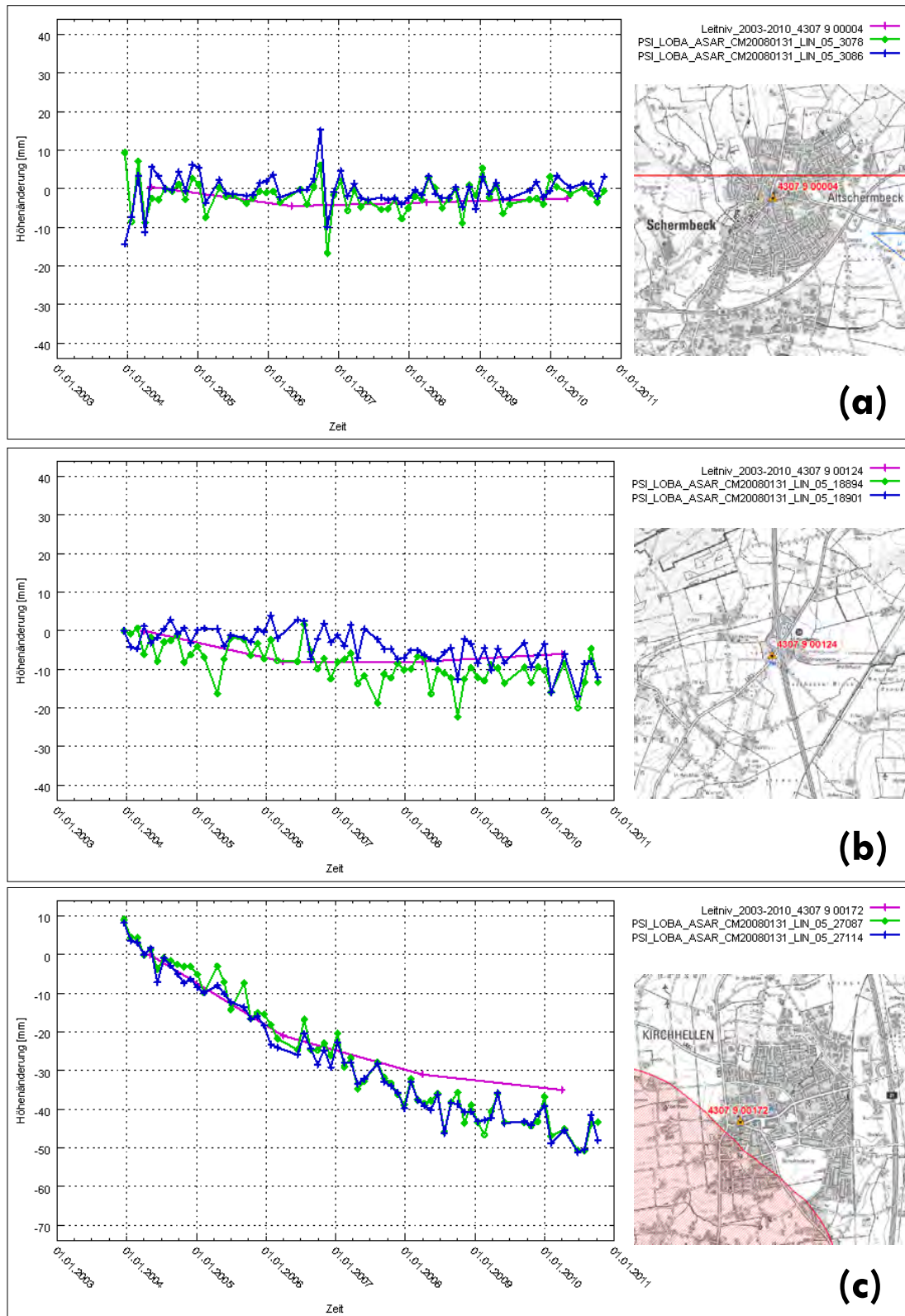


Abbildung 36: Zeit-Höhenänderungs-Diagramme 12/2003 – 10/2010 der Leitniv-Ergebnisse (lila) im Vergleich zu den Ergebnissen jeweils zweier PSI-Punkte (blau, grün) in (a) Altscherbeck, Kirche St. Ludgerus (Leitniv 4307 9 0004); (b) Kirchhellen, AS Kirchhellen Nord (Leitniv 4307 9 00124); (c) Kirchhellen, Kirche St. Johannes (Leitniv 4307 9 00172).

Die Messwerte der PSI-Zeitreihen streuen im Verhältnis zu den Nivellementsergebnissen stärker (Kapitel 7.4), was einerseits in den Daten des ENVISAT ASAR Sensor (Sensorrauschen, Bodenauflösung) begründet ist und andererseits u.a. auf nicht korrigierbare atmosphärische Effekte zurück geführt werden kann. Entscheidend für die Bewertung der PSI-Zeitreihen ist der zu beobachtende Trend.

Wie bereits in Kapitel 7.4 erläutert, konnte zur Abgrenzung eines Senkungsbereiches die auf Grundlage der TIN-Interpolation abgeleitete „2 mm pro Jahr“ - Senkungslinie als hoch signifikante Grenze konstruiert werden. Die Linie konnte jedoch nur im nördlichen und östlichen Bereich des Baufeldes Prosper-Nord aufgrund der fehlenden PSI-Punkte im Norden und Süden sowie der starken Überzugseffekte durch das BW Lohberg/Osterfeld im Westen und die Überlagerung von aktiven und altbergbaulichen Bereichen im Süden und Südwesten abgeleitet werden.

Die in Abbildung 37 dargestellte 2 mm/a Senkungslinie trennt den Bereich mit Senkungsraten größer gleich 2 mm/a von Bereichen mit Senkungsraten kleiner 2 mm/a. In den letztgenannten Bereichen sind unter Annahme eines linearen Senkungsverlaufs über den ausgewerteten Zeitraum von 6,8 Jahren (2485 Tage) nur noch Senkungen von durchschnittlich kleiner als 1,4 cm aufgetreten.

Da sich bergbaubedingte Senkungsmulden dynamisch entsprechend den sich zeitlich verlagernden Abbaufächen, an der Tagesoberfläche verändern, werden die PSI-Ergebnisse im Folgenden für verschiedene Zeitabschnitte genauer analysiert. Bei Betrachtung kurzer Zeiträume nimmt jedoch die Unsicherheit der Höhenänderungsrate, d. h. die Unsicherheit des Anstieges der Regressionsgeraden, aufgrund der geringeren Anzahl an Messwerten zu. Bei 2-Jahres-Betrachtungen beträgt die Standardabweichung der Höhenänderungsrate im Mittel 1,35 mm/a. Somit sind für einen 2-Jahres-Zeitraum die Senkungsraten erst ab etwa 4 mm/a signifikant. Eine Ausweisung einer 2 mm/a - Senkungslinie war deshalb bei den betrachteten 2-Jahres-Ergebnissen auch nicht möglich. Dagegen konnte eine 3 mm/a - Senkungslinie noch konstruiert werden (Abbildung 40, Abbildung 43, Abbildung 46). Obwohl diese Linie aufgrund der höheren Standardabweichung der Höhenänderungsrate etwas größere räumliche Schwankungen aufweist, wurde sie zur Beschreibung einer räumlichen Abgrenzung von Bodenbewegungsbereichen (und ihrer dynamischen Verlagerungen) verwendet.

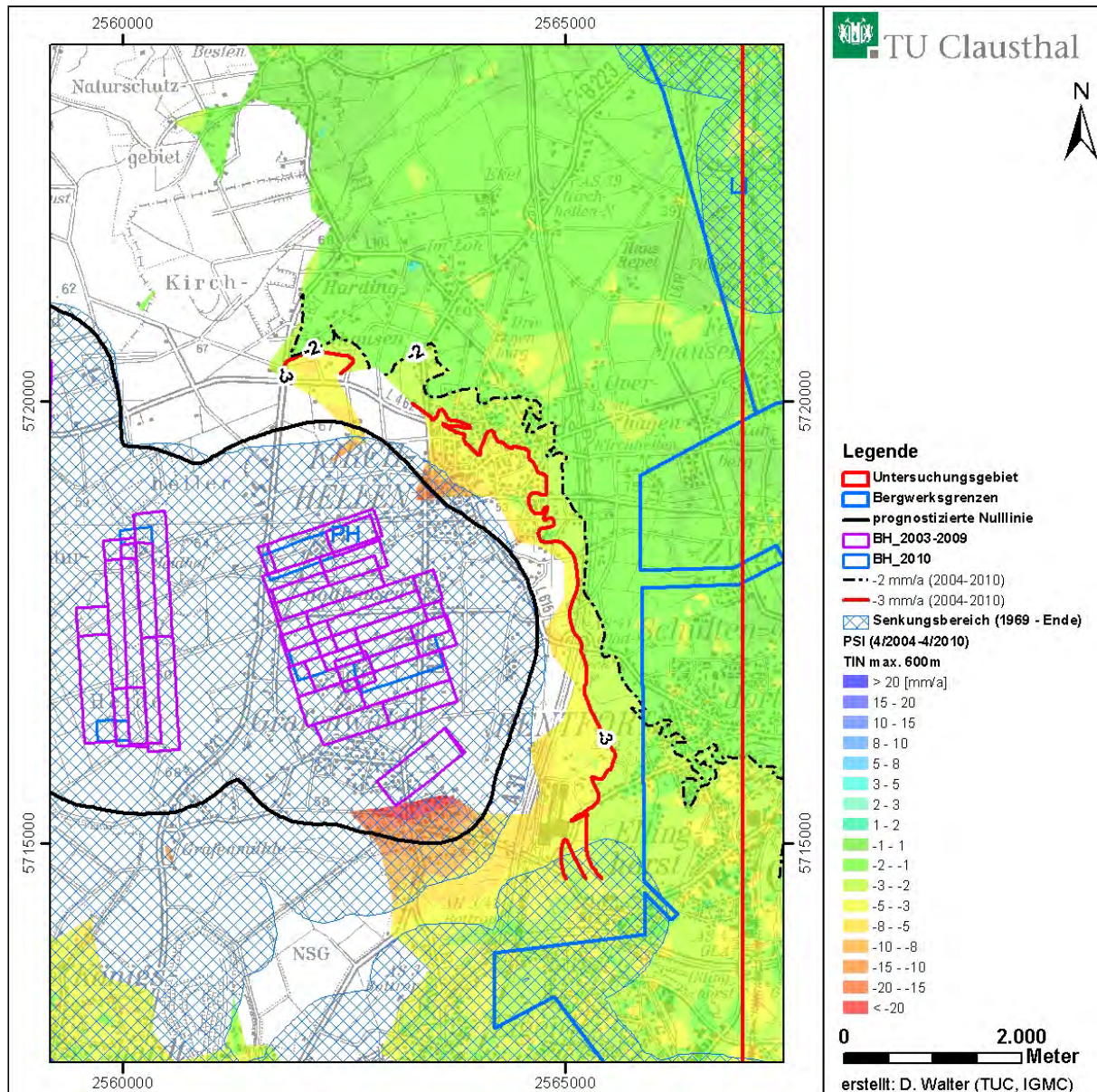


Abbildung 37: Interpoliertes PSI-Ergebnis (TIN600) für den Zeitraum 04/2004 – 04/2010: Höhenänderungsraten [mm/a]; mit Darstellung der abgeleiteten 2 mm/a (schwarz gestrichelt) und 3mm/a (rot) Senkungslinie, der Bauhöhen 2003-2009 und 2010 sowie des von der RAG berechneten Senkungsbereiches aller vom 1.1.1969 bis 1.10.2011 bzw. Betriebsende gefahrenen Bauhöhen.

■ Betrachtungszeitraum 2004-2006

In Abbildung 39 ist der Vergleich zwischen den Höhenänderungsraten der PSI-Ergebnisse für 04/2004 bis 03/2006 und den Nivellements vom Frühjahr 2004 bis Frühjahr 2006 dargestellt. Im gesamten Untersuchungsgebiet ergibt sich eine sehr gute Übereinstimmung der unabhängig gewonnenen Ergebnisse. Lokal treten sichtbare Differenzen nördlich und östlich von Kirchhellen auf. Aus diesem Grund wurden einige Zeitreihen in diesen Bereichen näher betrachtet.

So ergeben sich für den in Abbildung 39 markierten Leitniv-Punkt (4307 9 00012) in Schermbeck Differenzen von 3-3,5 mm/a zwischen den beiden Messverfahren, die durch die größere Standardabweichung der Höhenänderungsrate (hier etwa 1,5 mm/a) der PSI-Daten erklärbar sind. Ein Vergleich der Höhenänderungsverläufe der PSI-Punkte mit den Änderungen des Leitniv-Punktes zeigt jedoch insgesamt eine gute Übereinstimmung (Abbildung 38). So betragen die maximalen Unterschiede im Mittel deutlich weniger als 10 mm.

Ursächlich für die Unterschiede in den Senkungsraten dürften hier im Wesentlichen die größeren statistischen Schwankungen der PSI-Werte sein, wodurch in Verbindung mit dem betrachteten kurzen 2-Jahres-Zeitraum einzelne stark streuende PSI-Messwerte, z. B. infolge zufällig auftretender unterschiedlich starker atmosphärischer Störungen, einen größeren Einfluss auf die Berechnung der Senkungsrate erhalten (siehe Messwerte zum Zeitpunkt 1.4.2006) als bei einem längeren Zeitraum.

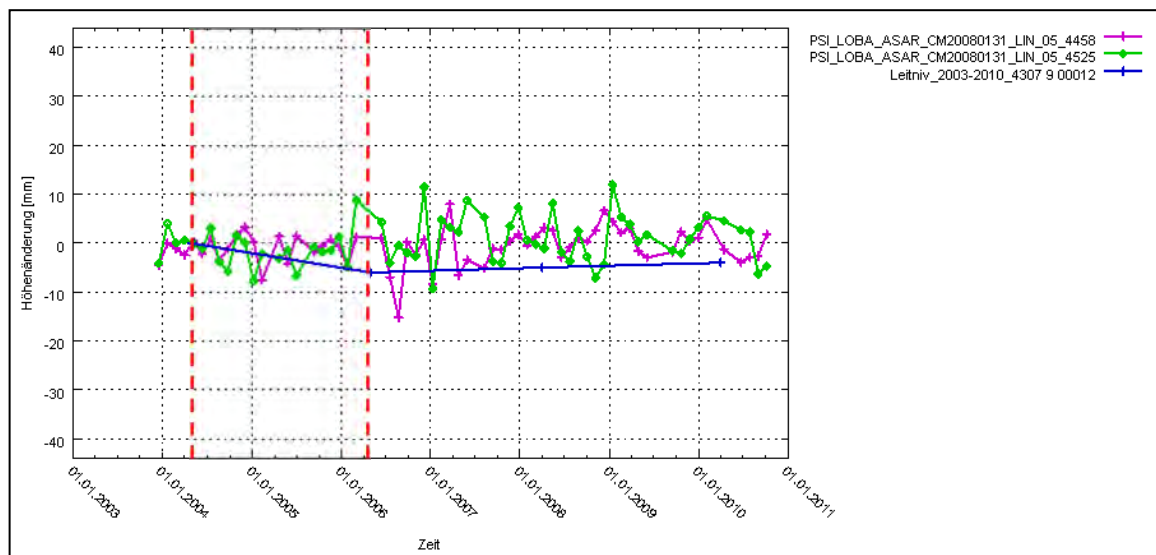


Abbildung 38: Zeit-Höhenänderungs-Diagramm des Leitniv-Punktes 4307 9 00012 (blau) im Vergleich zu benachbarten PSI-Punkten; Markierung des Betrachtungszeitraums 1.5.2004 – 1.5.2006.

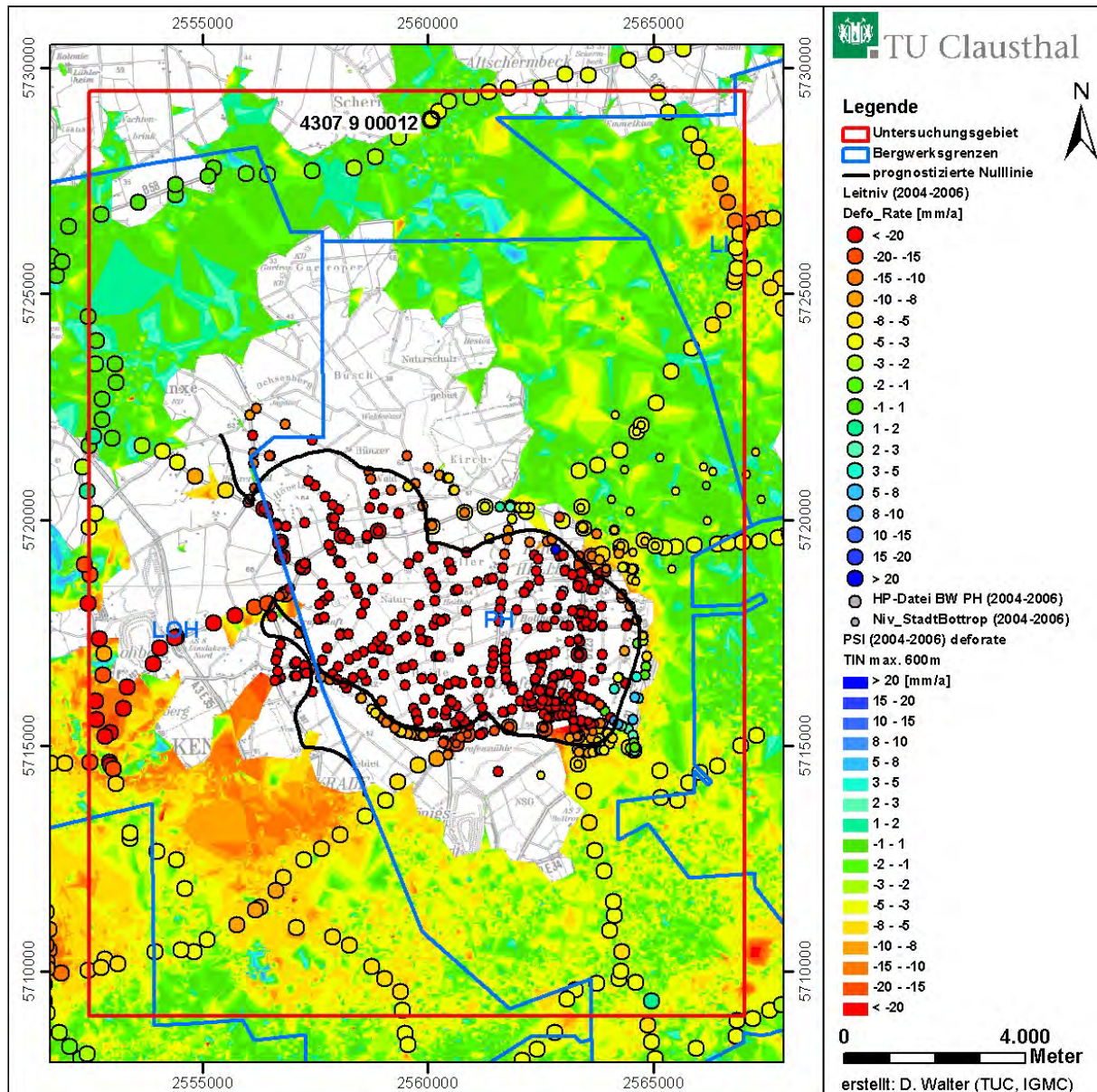


Abbildung 39: Interpoliertes PSI-Ergebnis (TIN600) für den Zeitraum 04/2004 – 03/2006 im Vergleich zum Nivellement; Höhenänderungsraten [mm/a].

Die für den Zeitabschnitt 2004-2006 abgeleitete 3 mm/a-Senkungslinie (Abbildung 40) verläuft ähnlich der 3 mm/a-Senkungslinie für den Zeitraum 2004-2010 (Abbildung 37). Abweichungen ergeben sich jedoch im nordöstlichen Bereich außerhalb der prognostizierten Nulllinie.

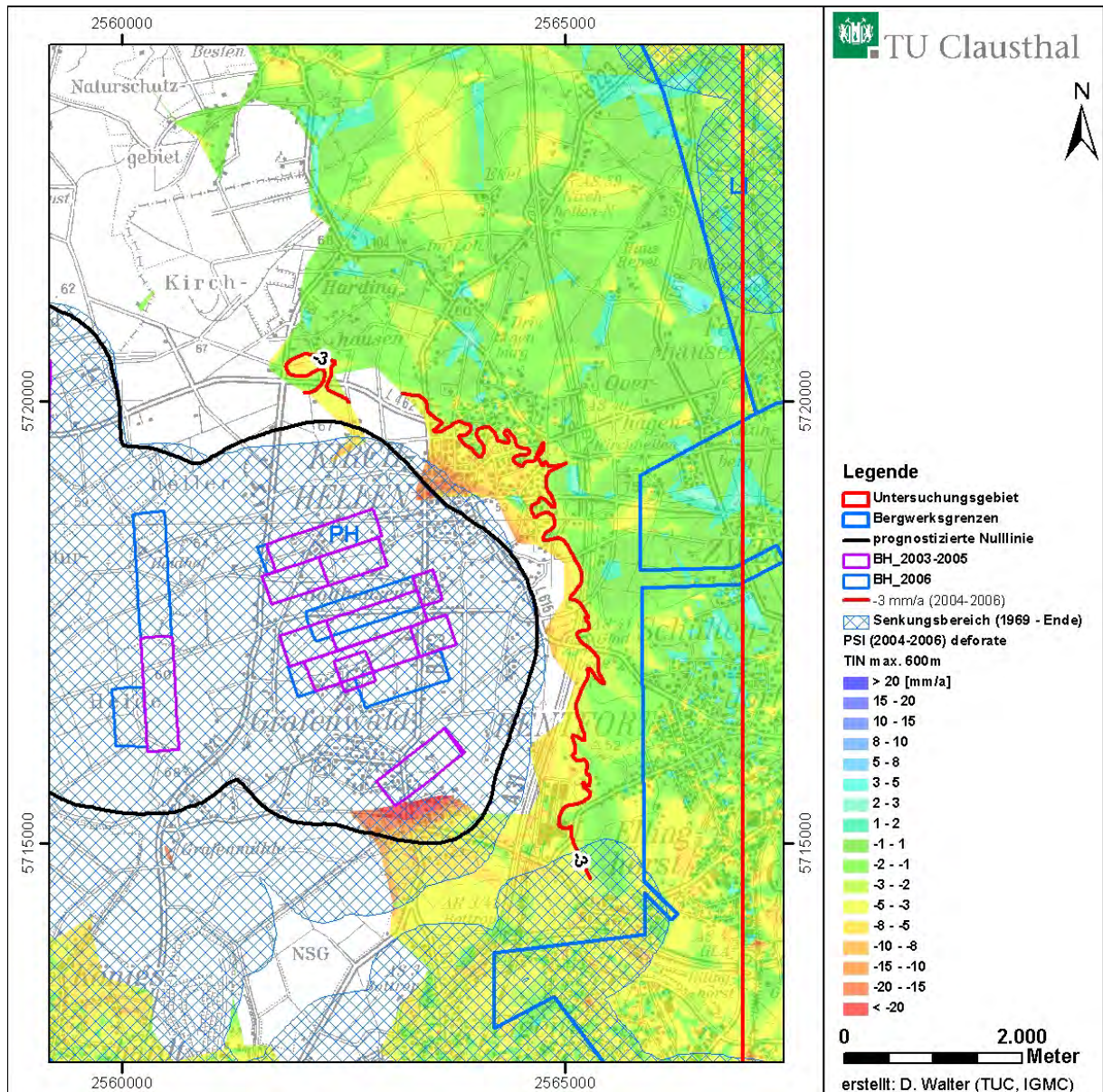


Abbildung 40: Interpoliertes PSI-Ergebnis (TIN600) für den Zeitraum 04/2004 – 03/2006: Höhenänderungsraten [mm/a]; mit Darstellung der abgeleiteten 3mm/a Senkungslinie, der Bauhöhen 2003-2005 und 2006 sowie des von der RAG berechneten Senkungsbereiches aller vom 1.1.1969 bis 1.10.2011 bzw. Betriebsende gefahrenen Bauhöhen.

■ Betrachtungszeitraum 2006-2008

Auch im Betrachtungszeitraum 2006-2008 konnte meist eine gute Übereinstimmung zwischen den Höhenänderungsraten der Nivellements und der PSI-Ergebnisse festgestellt werden (Abbildung 42). Größere Differenzen scheinen im südlichen und südöstlichen Bereich des Untersuchungsgebietes aufzutreten. Die detaillierte Analyse einzelner Zeitreihen für PSI-Punkte in diesen Bereichen zeigt jedoch wiederum, dass die Differenzen in den Höhenänderungsraten auf die höhere Standardabweichung der Höhenänderungsraten der PSI-Ergebnisse zurückzuführen sind, obwohl auch an diesen Punkten gute Übereinstimmungen im zeitlichen Senkungsverlauf vorliegen. Das Beispiel in Abbildung 41 verdeutlicht dies am Leitniv-Punkt 4407 9 00195 (Lage siehe Abbildung 42) südöstlich der Glasfabrik in Rentfort (Gladbeck).

Abbildung 43 zeigt eine deutliche Zunahme der Senkungsraten südöstlich des prognostizierten Senkungsbereiches, die zu einer Vergrößerung des Senkungsbereiches vor allem nach Osten führt. Dies wird noch deutlicher, wenn man die für 2006-2008 abgeleitete 3 mm/a-Senkungslinie mit den Linien in Abbildung 37 und Abbildung 40 vergleicht. Ein Vergleich der Lage der abgebauten Flächen in Abbildung 43 mit denen in Abbildung 40 lässt auf eine Verlagerung der Abbaue nach Süden schließen, was die räumliche Verschiebung der Senkungsbereiche erklären würde. Am südlichen Ende der 3 mm/a-Senkungslinie beträgt der Abstand zur prognostizierten Nulllinie etwa 1700 m.

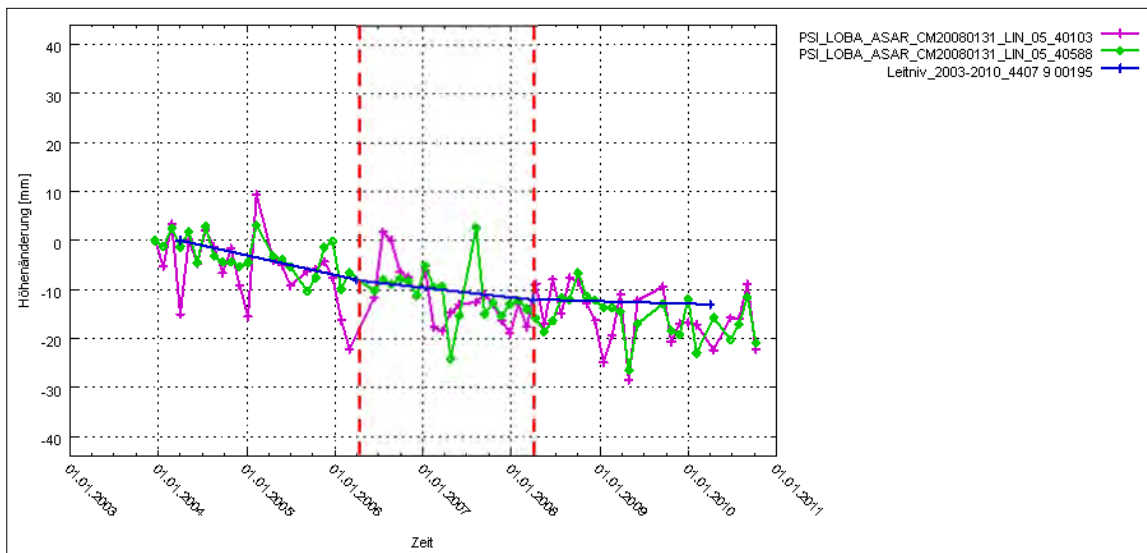


Abbildung 41: Zeit-Höhenänderungs-Diagramm des Leitniv-Punktes 4407 9 00195 (blau) im Vergleich zu benachbarten PSI-Punkten; Markierung des Betrachtungszeitraums 1.4.2006 – 1.4.2008.

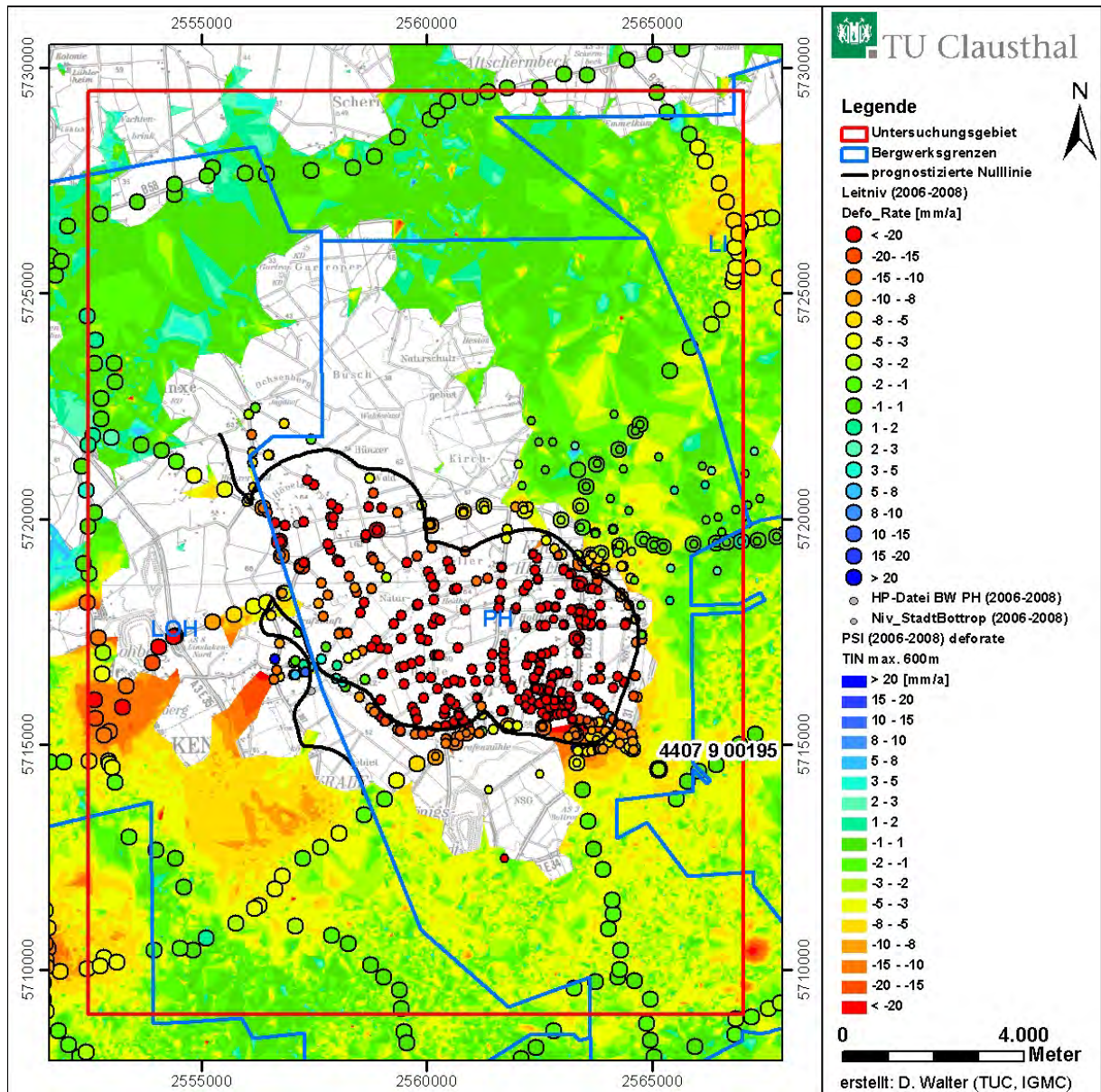


Abbildung 42: Interpoliertes PSI-Ergebnis (TIN600) für den Zeitraum 03/2006 – 04/2008 im Vergleich zum Nivellement; Höhenänderungsraten [mm/a].

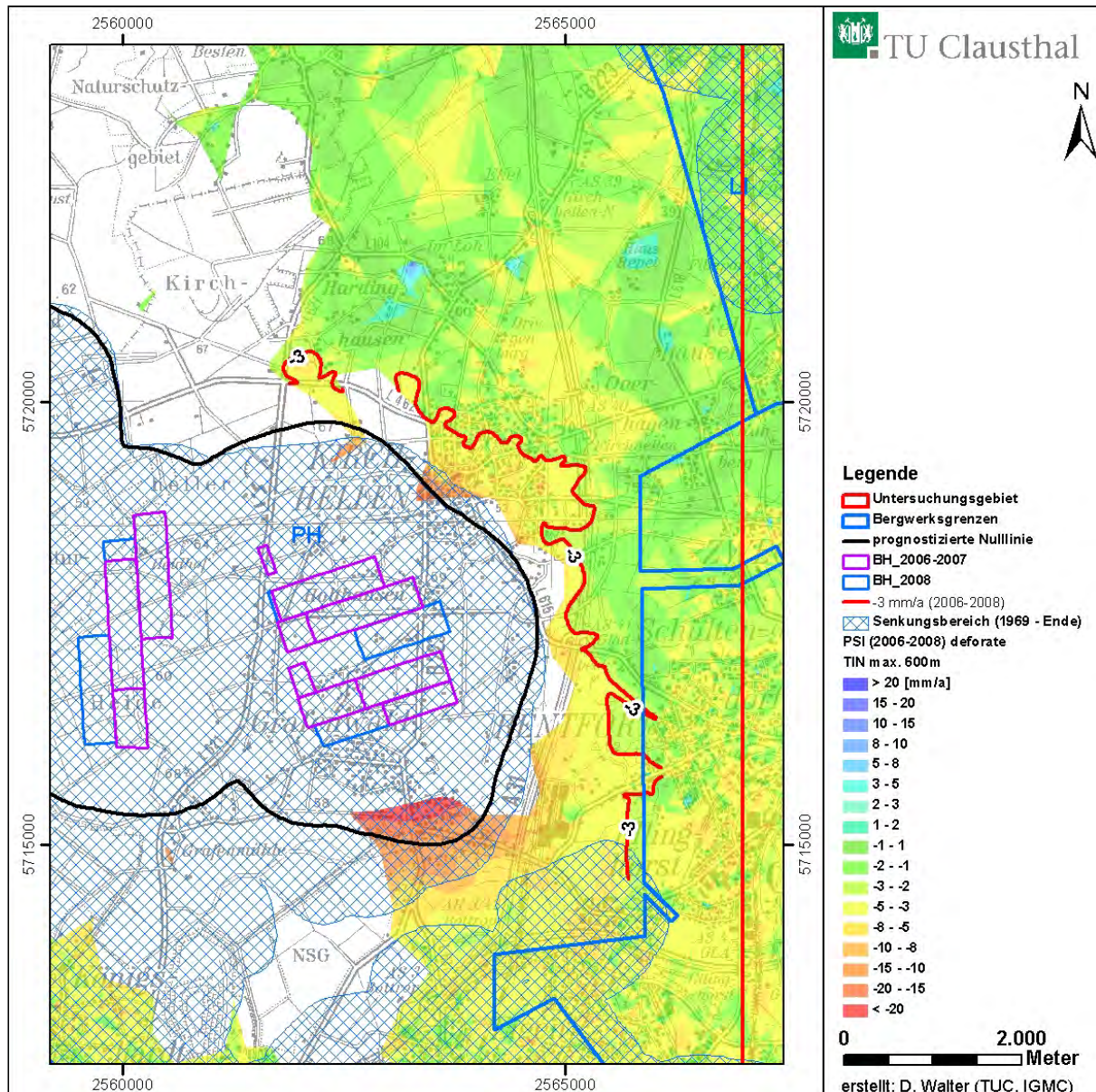


Abbildung 43: Interpoliertes PSI-Ergebnis (TIN600) für den Zeitraum 03/2006 – 04/2008: Höhenänderungsraten [mm/a]; mit Darstellung der abgeleiteten 3 mm/a Senkungslinie, der Bauhöhen 2006-2007 und 2008 sowie des von der RAG berechneten Senkungsbereiches aller vom 1.1.1969 bis 1.10.2011 bzw. Bergwerksende gefahrenen Bauhöhen.

■ Betrachtungszeitraum 2008-2010

Für den Zeitraum 2008-2010 lagen für den Vergleich mit den PSI-Ergebnissen nur Leitniv-Daten und Nivellements der Stadt Bottrop vor, jedoch keine Höhenfestpunkt-Daten (HFP). Die Darstellung der Ergebnisse in Abbildung 45 zeigt im gesamten Untersuchungsgebiet eine gute Übereinstimmung zwischen der Radarinterferometrie (PSI) und dem Nivellement. Jedoch zeigen einzelne Nivellementpunkte im südlichen

Bereich und im Bereich Dorsten kleinere Senkungsraten als die PSI-Punkte. Eine detaillierte Betrachtung ergab, dass im Zentrum von Dorsten wahrscheinlich lokal begrenzt unterschiedliche Höhenänderungen auftreten, deren Ursachen unbekannt sind, aber durchaus objektspezifisch (und damit kleinräumig) sein können. Da die PSI-Punkte und die Leitniv-Punkte räumlich nicht exakt identisch sind bzw. sich nicht am selben Objekt befinden, ist es nicht verwunderlich, wenn sie über die Zeit auch ein leicht unterschiedliches Höhenänderungsverhalten besitzen.

Südlich des Abbaufeldes Prosper-Nord weist der Leitniv-Punkt 4407 9 00232 deutlich kleinere Senkungsraten als die PSI-Interpolation auf (Abbildung 45). Das Zeit-Höhenänderungs-Diagramm in Abbildung 44 zeigt jedoch, dass ein in der Nachbarschaft detektierter PSI-Punkt (ca. 70 m in SSW-Richtung vom Leitniv-Punkt; grüne Linie) dem nivellierten Höhenänderungsverhalten entspricht, während die Zeitreihe eines anderen benachbarten PSI-Punktes (ca. 60 m in SSW-Richtung vom Leitniv-Punkt entfernt; magenta Linie) ab etwa April 2008 eine Senkungszunahme aufweist. Der Verlauf der in Abbildung 44 grün-dargestellten PSI-Zeitreihe wird bestätigt durch die Höhenänderungsverläufe weiterer im Umkreis befindlicher PSI-Punkte. Der magenta-farbene Punkt stellt somit eine lokale Ausnahme dar, für den die Bewegungsursache unbekannt ist. Solche Unterschiede führen jedoch bei der Gradientenberechnung und der Interpolation zu unterschiedlichen Höhenänderungsraten. Besonders stark kann sich dies in Bereichen mit nur sehr wenigen PSI-Punkten und bei stärkeren Höhenänderungsraten auswirken. Dieser Fall tritt bei dem genannten Beispiel auf, da die PSI-Punktdichte im südlichen Bereich des Feldes Prosper-Nord, außerhalb der prognostizierten Senkungsnulllinie, sehr gering ist (Abbildung 27).

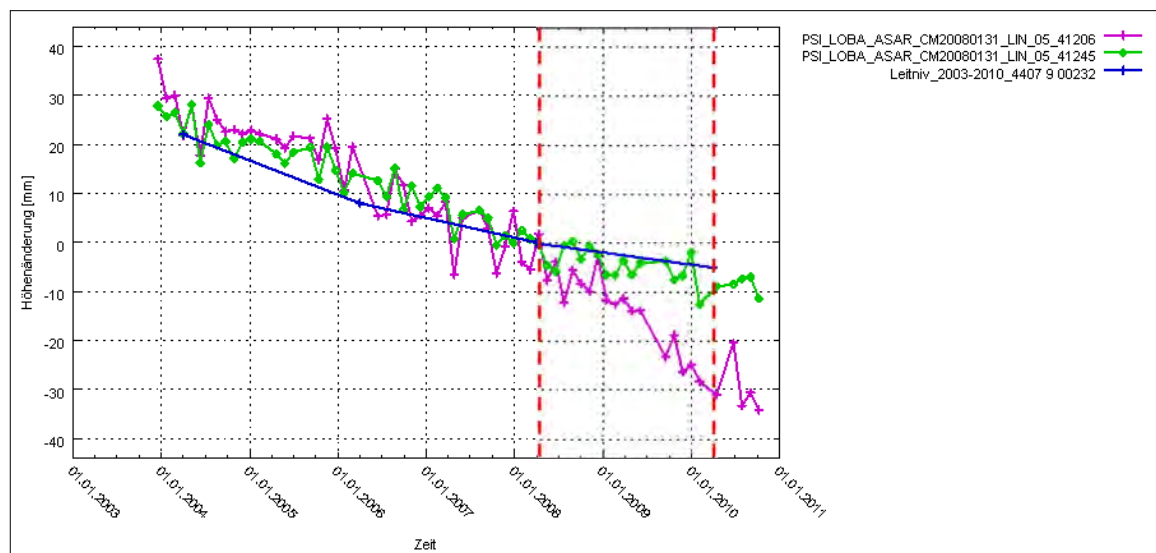


Abbildung 44: Zeit-Höhenänderungs-Diagramm des Leitniv-Punktes 4407 9 00232 (blau) im Vergleich zu benachbarten PSI-Punkten; Markierung des Betrachtungszeitraums 1.4.2008 – 1.4.2010.

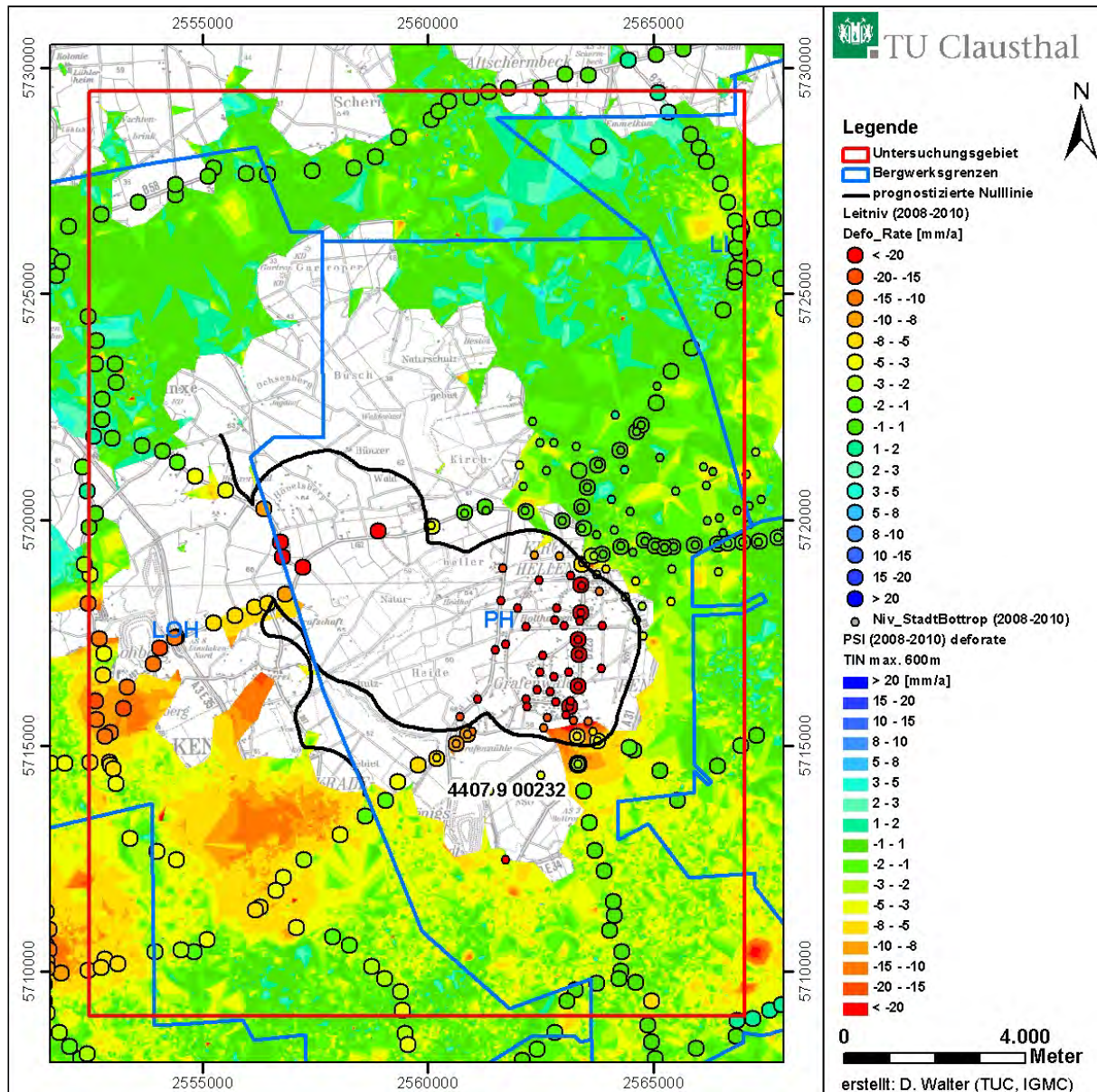


Abbildung 45: Interpoliertes PSI-Ergebnis (TIN600) für den Zeitraum 04/2008 – 04/2010 im Vergleich zum Nivellement; Höhenänderungsraten [mm/a].

Seit 2008 sind die Senkungsraten im beobachteten Bereich um Kirchhellen deutlich zurückgegangen, so dass die 3 mm/a-Senkungslinie weiter nach Süden und Westen gewandert ist und im nördlichen Bereich mit der prognostizierten Senkungsnulllinie nun fast identisch ist (Abbildung 46). Dieser Rückgang korreliert wiederum mit dem Rückgang der seit 2008 abgebauten Flächen im Bereich Prosper-Nord.

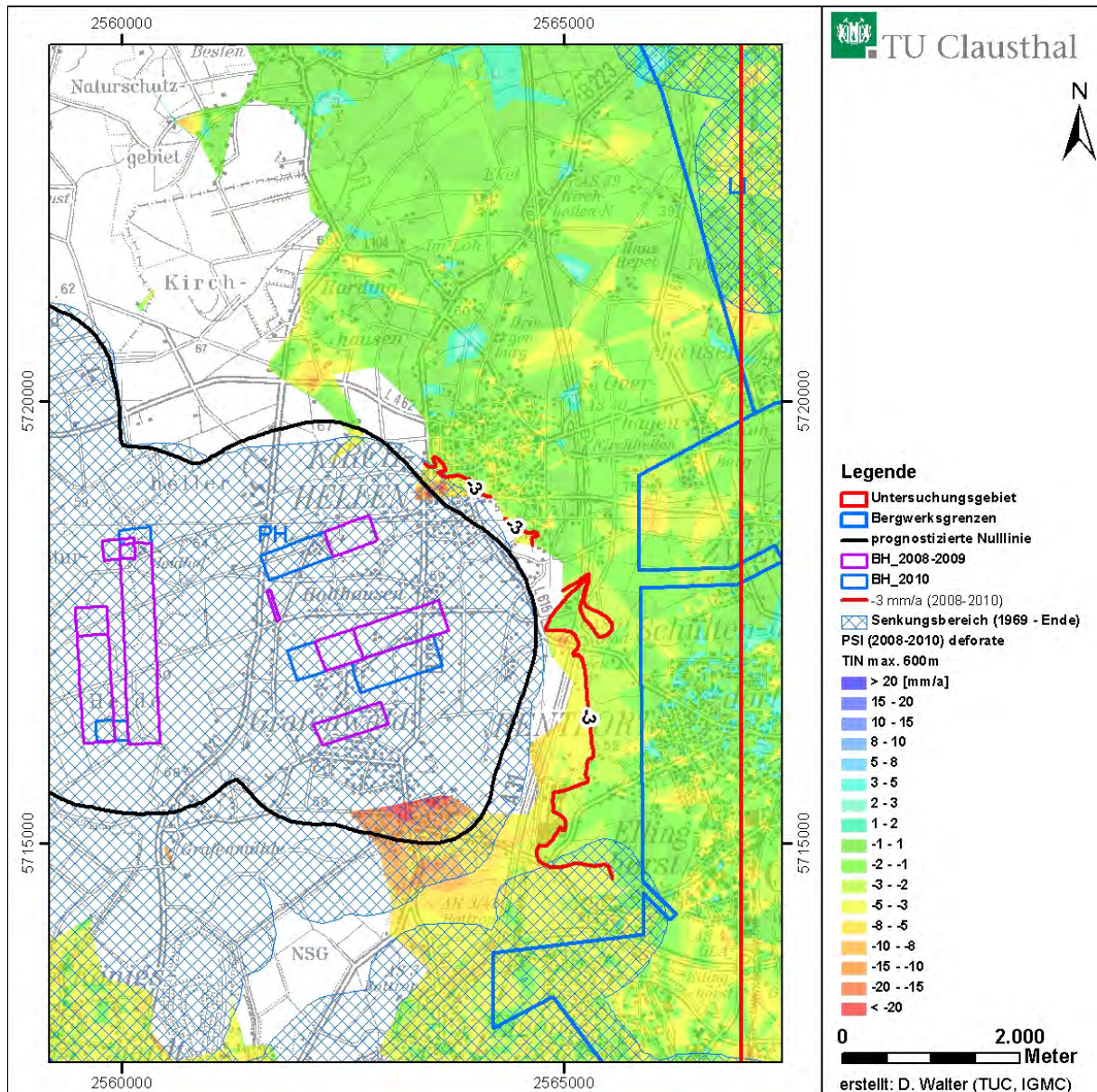


Abbildung 46: Interpoliertes PSI-Ergebnis (TIN600) für den Zeitraum 04/2008 – 04/2010: Höhenänderungsraten [mm/a]; mit Darstellung der abgeleiteten 3 mm/a Senkungslinie, der Bauhöhen 2008-2009 und 2010 sowie des von der RAG berechneten Senkungsbereiches aller vom 1.1.1969 bis 1.10.2011 bzw. Bergwerksende gefahrenen Bauhöhen.

Zusammenfassend ergeben die zeitlich differenzierten Betrachtungen Lageänderungen der abgeleiteten 3 mm/a-Senkungslinien. Zur besseren Unterscheidung der Linien erfolgte eine starke Generalisierung der 3 mm/a-Senkungslinien (Abbildung 47). Der zu Beginn der Isolinien auftretende Senkungsbereich, nördlich des Abbaufeldes Prosper-Nord, der im Zeitraum 2008-2010 eine klare Abgrenzung zu der großräumigen Senkungsmulde zeigt (Abbildung 46), wurde bei der Generalisierung nicht berücksichtigt.

Mit dem Rückgang der Abbautätigkeiten im Bereich Prosper-Nord und durch deren Verlagerung nach Süden verschiebt sich im nördlichen Bereich die 3 mm/a-Senkungslinie gut sichtbar in Richtung auf die prognostizierte Nulllinie (Abbildung 47, lila Linie). Im Zeitraum 2008-2010 ist die 3 mm/a-Senkungslinie (grüne Linie) am weitesten nach Osten verschoben.

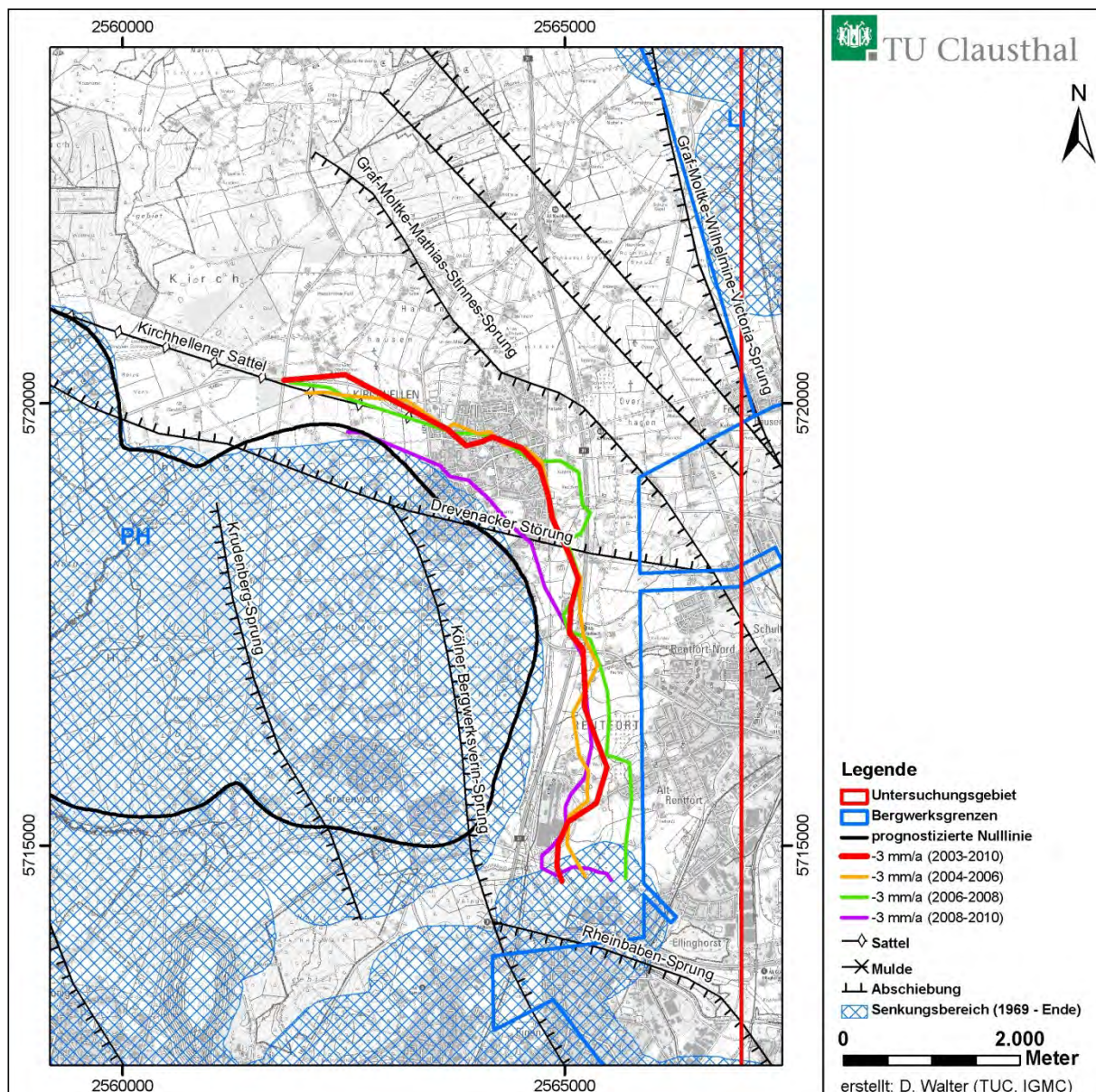


Abbildung 47: Lageänderung der generalisierten 3 mm/a-Senkungslinien in Abhängigkeit vom Betrachtungszeitraum: 2003-2010 (rot), 2004-2006 (orange), 2006-2008 (grün), 2008-2010 (lila).

■ Räumliche Höhenänderungsprofile

Entlang ausgewählter Leitniv-Linien wurden für verschiedene Zeiträume (2004-2006, 2004-2008, 2004-2010) räumliche Höhenänderungsprofile (Abbildung 48) sowohl für die Leitniv-Punkte als auch für die PSI-Ergebnisse (auf der Grundlage interpolierter, berechneter Höhenänderungen) erstellt. Als Bezugszeitpunkt für die ermittelten Höhenänderungen diente in Anlehnung und zur Vergleichbarkeit mit den Nivellements der 1.4.2004.

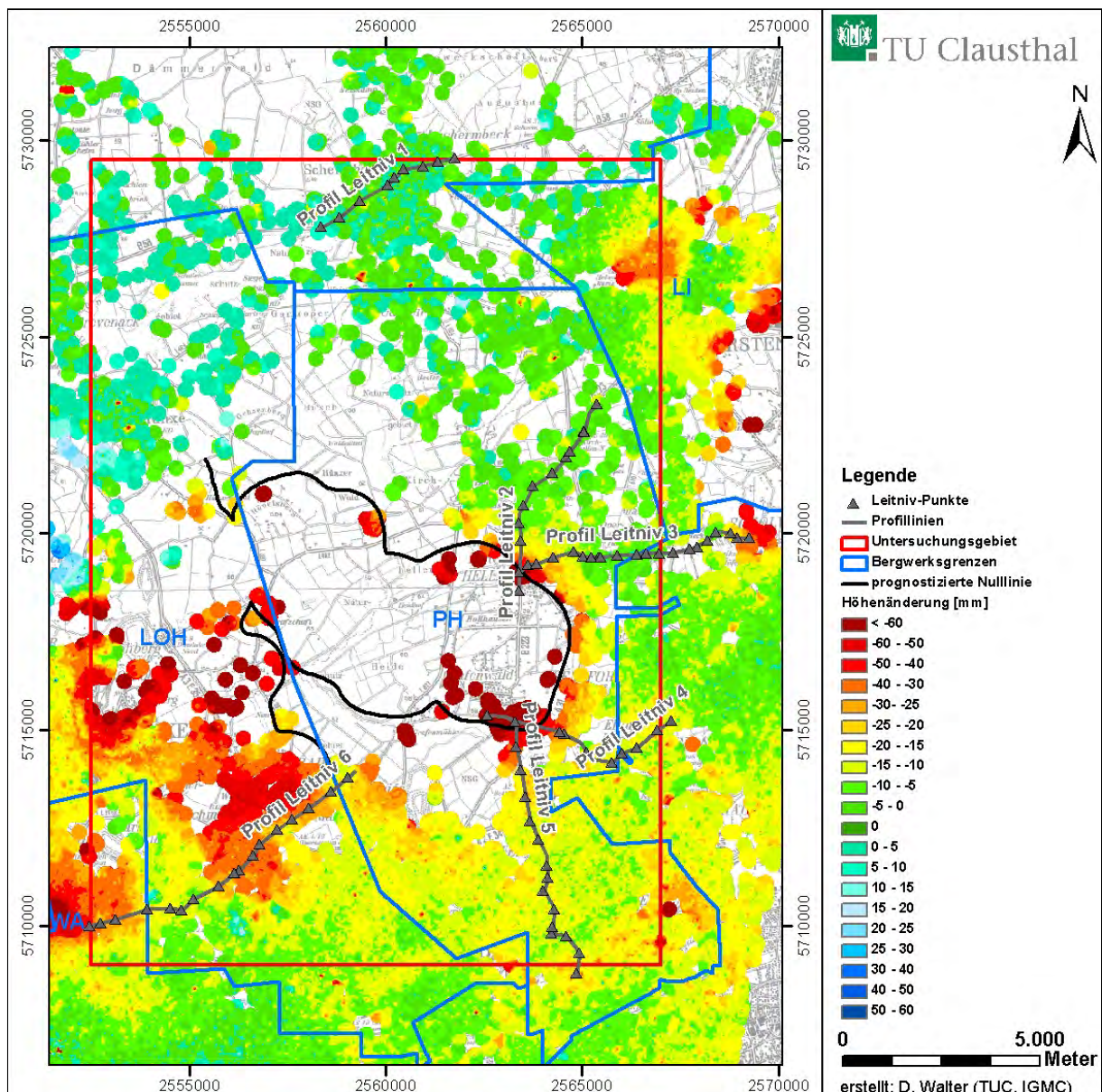


Abbildung 48: Interpoliertes PSI-Ergebnis (IDW200) für den Zeitraum 04/2004 – 04/2010: Höhenänderungen [mm]; Lage der erstellten räumlichen Profile entlang der Leitnivellements.

Die berechneten Höhenänderungen resultieren aus der Differenz der Ergebnisse zweier Radar-Aufnahmezeitpunkte. Die Höhenänderungsraten [mm/a] wurden an dieser Stelle nicht zur Berechnung der Höhenänderungen [mm] für die verschiedenen Zeiträume herangezogen, um größere Abweichungen im Fall von zeitlich nichtlinearen Bewegungen zu vermeiden. Da die Standardabweichung einer einzelnen Messung mit ca. $\pm 3\text{--}4$ mm (vgl. Kapitel 7.4) relativ groß ist, erfolgte eine räumliche Mittelung der für die PSI-Punkte ermittelten Höhenänderungen [mm] anhand der IDW-Interpolation mit einem Radius von 200 m. Im Ergebnis erhält man für jeden Zeitraum ein Rasterbild mit Pixelgrößen von 10 m für die jeweiligen Höhenänderungen. Aus dem Schnitt der Profillinien mit den Rasterkarten und der Mittelung der pixelbezogenen Höhenänderungswerte im Umkreis von 50 m (Buffer) berechnen sich die Werte für die PSI-Profilpunkte. Da der räumliche Abstand der PSI-Profilpunkte deutlich kleiner ist als der Abstand der Leitniv-Punkte, können auch kleinräumige Höhenänderungen in den PSI-Profilen sichtbar werden.

Die 6 erstellten Profile sind im Anhang A3 dargestellt. Die blauen Linien stellen Höhenänderungen entlang der Profilspur zwischen 2004-2006 dar, die grünen zwischen 2004-2008 und die magentafarbenen Linien zwischen 2004-2010.

Profil 1: Schermbeck (SW – NE)

Das Profil 1 verläuft von Südwesten nach Nordosten durch den Ort Schermbeck. Im Zeitraum 2004-2006 sind geringe Senkungen von maximal 5-6 mm im Leitnivellement zu beobachten. Zwischen 2006 und 2008 traten keine signifikanten Bewegungen auf und ab 2008 leichte Hebungen von maximal 2-3 mm. Der Bereich Schermbeck kann ab 2003 somit als recht stabil betrachtet werden. Dies zeigen auch im Rahmen ihrer Genauigkeit die PSI-Ergebnisse, die räumlich und zeitlich etwas größere Streuungen aufgrund von Störeffekten aufweisen.

Profil 2: Kirchhellen – Dorsten (S-N)

Das Profil 2 verläuft von Süden nach Nordosten durch die Stadt Kirchhellen, bis über die BAB A31 in Richtung Dorsten. Wie die Leitnivellements-Ergebnisse geben auch die PSI-Ergebnisse sehr deutlich die Flanke der Absenkungsmulde wieder. Ab etwa Profilmitte (bei 2800 m) treten nach 2006 quasi keine Senkungen an den Leitniv-Punkten mehr auf, was unter Berücksichtigung der Streuung der PSI-Messwerte auch aus den PSI-Ergebnissen geschlossen werden darf. Die PSI-Methode lässt im südlichen Profilschnitt (< 2800 m) ihre Vorteile gegenüber den Leitnivellements erkennen, da durch ihre höhere Punktdichte die Muldenflanke deutlich räumlich hochauflösender wiedergegeben werden kann. Andererseits treten in den PSI-Ergebnissen Phasenabwicklungsfehler (n mal 30 mm) bis etwa 400 m entlang des Profils auf

(Anhang A3 – Profil 2, grau transparent markierter Bereich), d. h. die durch das Nivellement bestätigten Senkungen werden unterschätzt. Der Leitniv-Punkt des Profils 2, der etwa 500 m vom prognostizierten Nullrand (Anhang A3 – Profil 2, rote Linie) liegt, weist Senkungen von 11 mm (2004-2006), 2 mm (2006-2008) und 2 mm (2008-2010) auf. Die Bewegungen werden durch die PSI-Werte an dieser Stelle bestätigt.

Profil 3: Kirchhellen - Scholven (W-E)

Das Profil 3 verläuft von Westen nach Osten durch Kirchhellen bis an die Grenze zu Scholven (Gelsenkirchen). Im westlichen Bereich ist der Bergbaueinfluss durch das BW Prosper-Haniel zu erkennen, im Osten durch das BW Lippe. Das Leitnivellement zeigt, dass zwischen etwa 1500 m und 4700 m seit 2006 keine Senkungen aufgetreten sind. Entsprechend den PSI-Ergebnissen sind auch im mittleren Bereich vor 2006 keine signifikanten Bewegungen zu beobachten.

Das PSI-Profil weist tendenziell eine gute Übereinstimmung zum Leitniv-Profil auf. Außerhalb des prognostizierten Nullrandes des BW Prosper-Haniel treten zwischen 2004 und 2010 signifikante Bodenbewegungen entlang des Profils 3 auf, mit Senkungsbeträgen am Nullrand von maximal 30 mm (Anhang A3 – Profil 3, rechts der roten Linie), die überwiegend bis 2008 eingetreten sind.

Profil 4: Grafenwald – Rentfort (W-E)

Das Profil 4 verläuft von Westen nach Osten, südlich von Grafenwald bis nach Rentfort. Ab 2008 zeigen die Leitnivellements zwischen etwa 2000 m (1/3 der Profildistanz) und Profilende keine Höhenänderungen auf. Bei den PSI-Ergebnissen ist dies erst ab etwa 2500-2800 m zu beobachten. Die PSI-Ergebnisse weisen ab der Distanz 2800 m leicht größere Senkungen auf, die jedoch an den Orten der Nivellementspunkte eine relativ gute Übereinstimmung für den Zeitraum 2004-2010 besitzen. Durch die räumlich höhere Auflösung der PSI-Profillinien können lokale Höhenänderungen ermittelt werden, deren Ursachen wegen ihrer Kleinräumigkeit allerdings unbekannt sind. Einer der Leitniv-Punkte in diesem Abschnitt ist der Leitniv-Punkt 4407 9 00195 (Abbildung 41). Die Zeitreihendarstellung für diesen Punkt lässt vermuten, dass sich die Differenzen durch die Streuungen der PSI-Messwerte ergeben, was bei der Interpretation berücksichtigt werden sollte.

Im Profil 4 (Anhang 3) sind im Bereich 0-1200m große Differenzen zwischen den PSI- und Leitniv-Ergebnissen zu erkennen, die überwiegend auf die angewandte Interpolationsmethode zurückzuführen sind. Durch die Methode werden die durch Interpolation berechneten Höhenänderungswerte der PSI-Pixel auch beeinflusst von PSI-Punkten, die im weiteren Umfeld der Leitniv-Punkte liegen und ein eigenes / anderes Höhenänderungsverhalten haben können. Das mögliche Eigenverhalten lokaler Objekte,

die meist auch gute Rückstreuer in den Radardaten darstellen, muss nicht mit dem Verhalten eines Leitniv-Punktes übereinstimmen, kann jedoch in den Profildarstellungen zu deutlichen Unterschieden zwischen beiden Messverfahren führen. Dies wurde durch die detaillierte Betrachtung von PSI-Punkt- und Leitniv-Zeitreihen entlang von Profil 4 bestätigt. Im Einzelfall kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, dass auch Phasenabwicklungsfehler ursächlich für die Differenzen bei der Höhenänderungsbestimmung sind.

Trotzdem zeigt sich im PSI-Profil 4, wie auch schon im Profil 2, der Vorteil der höheren räumlichen Auflösung der PSI-Daten.

Etwa 500 m außerhalb des prognostizierten Senkungsbereiches (Anhang A3 – Profil 4, rote Linie) an der BAB A31 traten am Leitniv-Punkt 4407 9 00229 (4. Punkt des Profils) Senkungen von 11 mm (2004-2006), 6 mm (2006-2008) und 2 mm (2008-2010) auf, und im Vergleich dazu im PSI-Ergebnis 11 mm (2004-2006), 11 mm (2006-2008) und 9 mm (2008-2010).

Profil 5: Grafenwald – Bottrop (N-S)

Das Profil 5 verläuft von Grafenwald im Norden bis nach Bottrop im Süden. Der Profilverlauf der PSI-Ergebnisse stimmt tendenziell gut mit dem der Leitnivelements überein, wobei jedoch im nördlichen Bereich Phasenabwicklungsfehler als Ursache für größere Abweichungen der PSI-Ergebnisse in Betracht kommen (grau-transparenter Bereich im Anhang A3 – Profil 5).

Die größeren Differenzen im südlichen Bereich sind mit hoher Wahrscheinlichkeit wiederum auf die Streuung der PSI-Ergebnisse zurückzuführen. Das sich in den Nivellementsergebnissen am vorletzten Punkt des Profils für die Zeiträume 2004-2006 und 2006-2008 zeigende Höhenverhalten ist in der Deutlichkeit in dem PSI-Profil nicht zu erkennen (und auch nicht zu erklären). Die Gesamtsenkung von 2004-2010 stimmt dagegen im mm-Bereich überein.

Etwa 400 m außerhalb des prognostizierten Einwirkungsbereiches am Forsthaus Specht (2. Leitniv-Punkt des Profils, 4407 9 00232) traten im Zeitraum 2004-2010 Senkungen in Höhe von insgesamt 27 mm auf, die über die Zeit (von 14 mm im Zeitraum 2004-2006, 8 mm (2006-2008) sowie 5 mm (2008-2010)) abnahmen. Die PSI – Profile zeigen für den Zeitraum 2004 bis 2008 bis auf 1 mm die gleiche Senkung an, während sie im Gesamtzeitraum 2004-2010 mit 39 mm überschätzt wurde. Ursachen für die temporären Unter- und Überschätzungen können nur vermutet werden und möglicherweise aufgrund der geringen PSI-Punktdichte sowie der durchgeführten Interpolation entstanden sein.

Profil 6: Walsum - Grafenwald – Bottrop (SW-NE)

Das Profil 6 verläuft von Aldenrade (Walsum) im Westen über Holten im Osten bis Sterkrade im Nordosten. Im Profilverlauf wird der Abbaueinfluss des BW Walsum im Westen und des BW Lohberg/Osterfeld im Osten sichtbar. Die „Senkungsmulden“-Zentren, die sich im PSI-Profil zeigen, stimmen lagemäßig gut mit denen in den Leitniv-Profilen überein, im Bereich des 2. und 3. Nivellementspunkt auch betragsmäßig. In den beiden „Mulden“ östlich und nordöstlich sind dagegen größere Differenzen zwischen dem Leitnivellement und dem PSI-Ergebnis für den Zeitraum 2004-2008 zu erkennen (grüne Linien). Die Gesamtsenkungen im Zeitraum 2004-2010 zeigen dagegen bis auf wenige Millimeter die gleichen Senkungen (mit einer höheren räumlichen Auflösung der PSI-Ergebnisse).

■ Bewertung

Die zeitlich differenzierten Betrachtungen zeigen im Vergleich der 2-Jahres-Zeiträume Lageänderungen der abgeleiteten 3 mm/a-Senkungslinien (Abbildung 47). Offensichtlich einhergehend mit dem Rückgang der Abbautätigkeiten im Bereich Prosper-Nord und der Verlagerung nach Süden verschiebt sich zum einen die 3 mm/a-Senkungslinie im nördlichen Bereich in Richtung auf die prognostizierte Nulllinie, zum anderen kommt es zeitweise zu Verschiebungen der Linie nach Osten (Abbildung 47).

Die aus den PSI-Ergebnissen abgeleitete 3 mm/a-Senkungslinie (2003-2010) lässt in ihrem Verlauf, allerdings räumlich versetzt, einen räumlichen Zusammenhang mit dem prognostizierten Senkungsbereich des BW Prosper-Haniel im nördlichen und östlichen Bereich des Baufeldes Prosper-Nord erkennen.

Ein ursächlicher Zusammenhang zwischen der räumlichen Ausdehnung der Senkungserscheinungen und den tektonischen Gegebenheiten (Abbildung 49) im Bereich Kirchhellen und Umgebung ist nicht eindeutig erkennbar. Jedoch ist nicht auszuschließen, dass die Grabenstruktur zwischen dem Graf-Moltke-Mathias-Stinnes-Sprung, der Drevenacker Störung sowie dem Kölner Bergwerksverein-Sprung, eine Abweichung zwischen den erfassten Höhenänderungen und den vorausgerechneten (prognostizierten) Senkungsbereichen verursacht.

Für den Auswertzeitraum Ende 2003-2010 konnte eine weitgehend gute Übereinstimmung zwischen den Ergebnissen der beiden völlig unabhängigen Messverfahren, PSI und (insbesondere) den Leitnivellements, im Rahmen der Messgenauigkeiten festgestellt werden. Dies lässt auf eine große Zuverlässigkeit und für die Aufgabenstellung ausreichend hohe Aussagefähigkeit der Ergebnisse beider Messverfahren schließen. Die Bewertung der Zuverlässigkeit ist nicht zwingend auf andere Zeiträume als der Auswertzeitraum 2003-2010 übertragbar.

Höhenänderungen werden normalerweise punktbezogen oder für einen kleinen Flächenausschnitt (Pixel, Rasterzelle) erfasst und angegeben. Die Genauigkeit solcher gemessener oder abgeleiteter Höhenänderungen hängt vom verwendeten Messverfahren sowie dem nachgeschalteten Auswerteverfahren ab. Für nivellistisch bestimmte Höhenangaben führen vorsichtige Schätzungen zu einer Standardabweichung von besser als 2 mm, was gemäß Varianzfortpflanzungsgesetz zu einer Genauigkeit für die daraus abgeleitete Höhenänderung von besser als 3 mm führt. Wie bereits in Kapitel 7.2 angeführt, beträgt die Genauigkeit einer einzelnen radarinterferometrisch ermittelten Höhenänderung mit dem Satelliten ENVISAT $\pm 4\text{--}5$ mm. Beide Verfahren lassen natürlich lokal und temporär auch höhere Genauigkeiten erreichen.

Durch Anwendung unterschiedlicher mathematisch-statistischer Verfahren können aus den „punktbezogenen“ Höhenänderungen flächenhafte Aussagen über das Höhenänderungsverhalten eines größeren Gebietes abgeleitet werden (WALTER & BUSCH 2006). Solche flächenhaften Aussagen (z. B. ausgedrückt in Karten durch Linien gleicher Höhenänderungen) sind somit infolge des verwendeten Interpolationsverfahrens „geglättet“. So gewonnene und damit generalisierte visualisierte flächenhafte Aussagen zu Höhenänderungen besitzen deshalb lokal nur eine geringere Qualität (z. B. an Stellen mit eng begrenzten objektspezifischen Höhenänderungsauswirkungen). Ebenso ist die lagemäßige Ausweisung von Linien zur Abgrenzung von flächenhaft ausgeprägten Höhenänderungsgebieten, also im Bereich von Höhenänderungen um „Null“, unsicher (siehe Anmerkung in Kapitel 7.4).

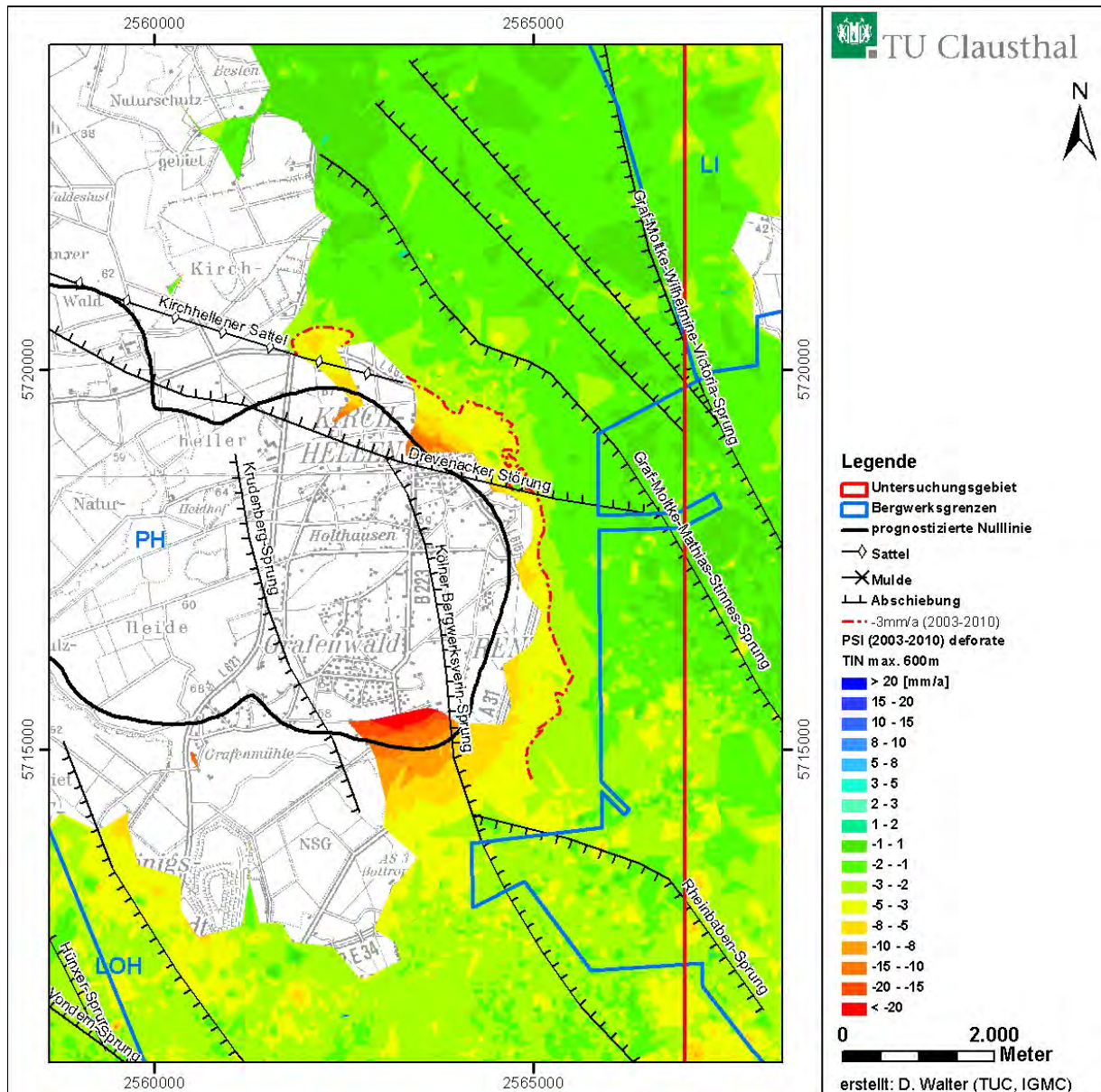


Abbildung 49: Mit der PSI-Methode ermittelte Höhenänderungsraten [mm/a] für den Zeitraum 12/2003 – 10/2010 im Kontext der lokalen Tektonik (Kreide-Strukturen).

8.2. ZUSAMMENHANG ZWISCHEN GRUNDWASSERSTANDS- UND HÖHENÄNDERUNGEN

Im Folgenden wird der Zusammenhang zwischen den durch satellitengestützte Radarinterferometrie sowie durch Nivellements ermittelten Änderungen der Geländehöhe und den möglichen geogenen und anthropogenen Ursachen untersucht. Hierzu werden ausgewählte Ergebnisse von Höhenänderungsmessungen mit dem geologischen Inventar und den Grundwasserstandsmessungen verglichen. Insgesamt wurden 108 Grundwasserstands-Messreihen des LANUV sowie 9 Grundwasserstands-Messreihen der Stadt Bottrop einzeln untersucht und bewertet.

■ GW-Ganglinien

Um einen ursächlichen Zusammenhang zwischen beobachteten Senkungserscheinungen und einer langzeitlichen Veränderung der Grundwasserhöhen im Untersuchungsgebiet festzustellen, wurden Profilsuren ausgewählt, für die sowohl Leitnivelement-Messungen, als auch Messungen der Grundwasserstände vorliegen. Das Hauptaugenmerk der Untersuchungen wurde hierbei auf den Bereich nördlich und östlich des Abbaufeldes Prosper-Nord gelegt, da hier eine Beeinflussung des im Westen gelegenen BW Lohberg/Osterfeld der RAG AG weitgehend ausgeschlossen werden darf und somit Voraussetzungen bestehen, eine mögliche Beziehung zwischen Grundwasserstandsänderungen und Höhenänderungen abzuleiten. Als Profilsuren wurden gewählt:

- Profilsur 1: Drevenack – Schermbeck – Altschermbeck
- Profilsur 2: Prosper-Nord – Dorsten
- Profilsur 3: Prosper-Nord – Kirchhellen

Die Lage der Leitnivelement-Punkte und der Grundwassermessstellen (GWM) im Untersuchungsgebiet sind in Abbildung 50 dargestellt.

Entlang der Profilsur 1 befinden sich sechs Grundwassermessstellen, deren Ganglinien in Abbildung 51 dargestellt sind. Die im westlichsten Bereich des Untersuchungsgebietes eingerichteten benachbarten Grundwassermessstellen GWM 2 06 320 – 6306 252 und GWM Diepenbrock 136 ergänzen sich zu einer durchgehenden Grundwasserstandsbeobachtung von 1955 bis 1977. Die gemessenen Grundwasserstandsänderungen weisen einen ausgeprägten Jahresgang sowie eine gute Übereinstimmung der Grundwasserganglinien im gemeinsam gemessenen Zeitraum auf. Ab Dezember 1966 lässt sich aus den Ganglinien der Grundwassermessstelle GWM 2 06 320 – 6306 252, mit Ausnahme vom hydrologischen Sommerhalbjahr 1975, eine Absenkung des Grundwasserstandes um weniger als 2 m erahnen. Aussagen sowohl über die Ursachen als auch die Dauer dieser möglichen Grundwasserstands-Verringerung lassen

sich aus den zur Verfügung stehenden Daten nicht ableiten. Da die Messpunkthöhe, d. h. die Oberkante des Messrohrs, aufgrund der nur einmaligen Höhenmessung am 31.10.1955, keine Informationen zu den Bewegungen der Tagesoberfläche liefert, wurden die Leitnivellements näher betrachtet. Im Zeitraum der Grundwassermessungen hat sich die Geländeoberfläche am Leitniv-Punkt 4306 9 00005 zwischen dem 01.10.1963 und 01.06.1969 nur um 2,2 cm abgesenkt. Damit könnte eine Vergrößerung des Flurabstandes vermutet werden.

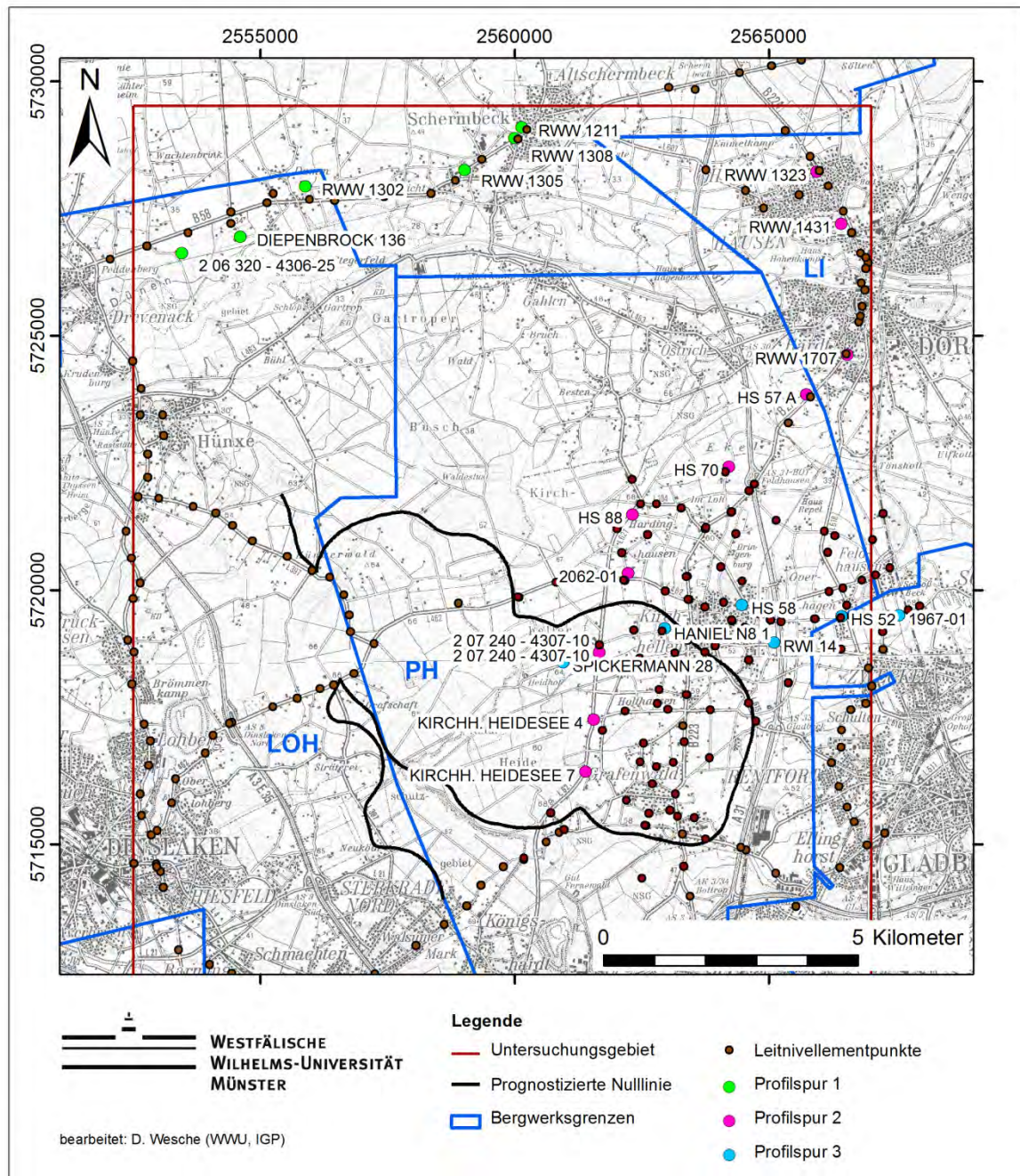


Abbildung 50: Lage der Leitnivellement-Punkte und Grundwassermessstellen im Untersuchungsgebiet.

Die Grundwassermessstellen RWW 1302, RWW 1305, RWW 1308 und RWW 1211 zeigen im untersuchten Messzeitraum keine signifikante Grundwasserabsenkung (Abbildung 51). Es ist jedoch festzustellen, dass die Messung des Grundwasserstands durch Abstichmessungen erfolgte und somit von der Messpunkthöhe, bezogen auf NN bzw. NHN, abhängig ist. Die Einmessung der Messpunkthöhen der GWM erfolgte bei allen genannten GWM nur einmalig, so dass in diesem Bereich seit 1979 ein konstanter Wert für die Geländehöhe als Bewertungsgrundlage dient. Die Betrachtung der Leitnivellements (1877-2010) zeigt wiederum nur sehr geringe (lineare) Senkungen an der Tagesoberfläche, die nur zeitweise aufgetreten sind. Im Bereich der RWW 1302 treten Senkungen von -3,5cm (1979-1998) auf, -4,2 cm im Bereich der RWW 1305 (1979 – 2006), -5,9 cm (1979-2006) an der RWW 1308 und -4,9 cm (1979-2006) an der RWW 2011. Ein Zusammenhang zwischen den Grundwasserstandsänderungen und den sehr kleinen Höhenänderungen kann somit entlang der Profilspur 1 nicht gefunden werden. Die erfassten Grundwasserstandsänderungen zeigen überwiegend natürliche jahreszeitliche Periodizität mit geringen und normalen Amplituden ohne erkennbaren Trend. Abweichungen dieses Verlaufs lassen sich relativ gut mit klimatischen Veränderungen in Einklang bringen (Abbildung 18).

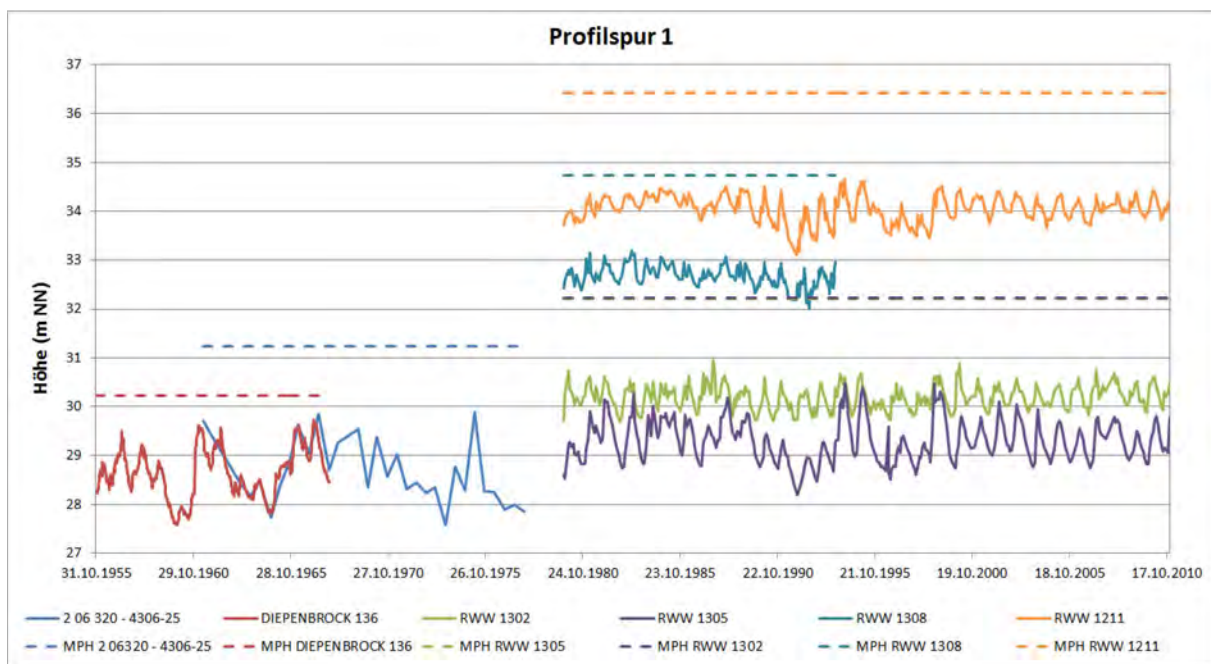


Abbildung 51: Messpunkthöhe (gestrichelte Linie) und Grundwasserganglinien der Grundwassermessstellen (durchgezogene Linie) im Untersuchungsgebiet entlang der Profilspur 1: Drevenack – Schermbeck – Altschermbeck für den Zeitraum 31.10.1955 bis 09.12.2010 (LANUV 2011, STADT BOTTRUP 2011).

Eine weitere Beobachtungslinie wurde entlang der Gebiete Bergwerk Prosper-Haniel, Dorsten und Holsterhausen gewählt (Profilspur 2, Abbildung 52). Die Grundwasserganglinien zeigen im Zeitraum von 1958 bis 2010 allgemein einen ausgeprägten Jahresgang und eine typische klimatische Beeinflussung. Die Grundwasserhöhen folgen der Geländemorphologie. Mit Annäherung an die Lippe sind geringere Grundwasserhöhen und naturgemäß eine abnehmende Saisonalität der Ganglinien erkennbar. Eine leichte Grundwasserabsenkung ist an den Grundwassermessstellen 2 07 240 – 4307-10 (innerhalb des prognostizierten Senkungsbereiches des BW Prosper-Haniel) und HS 88 (nördlich des prognostizierten Senkungsbereiches des BW Prosper-Haniel) im Zeitraum von 1969 bis 1979 um ca. 3 m zu sehen (Abbildung 52). In den folgenden 10 Jahren nach der Absenkung erreicht das Grundwasser in diesem Bereich wieder den Ausgangswert. Es kann in diesem Bereich eine Überlagerung der Brauchwasserförderung durch die Kalksteinwerke im Bereich der Dinslakener Straße/Alter Postweg und durch die geringen Niederschlagsraten angenommen werden.

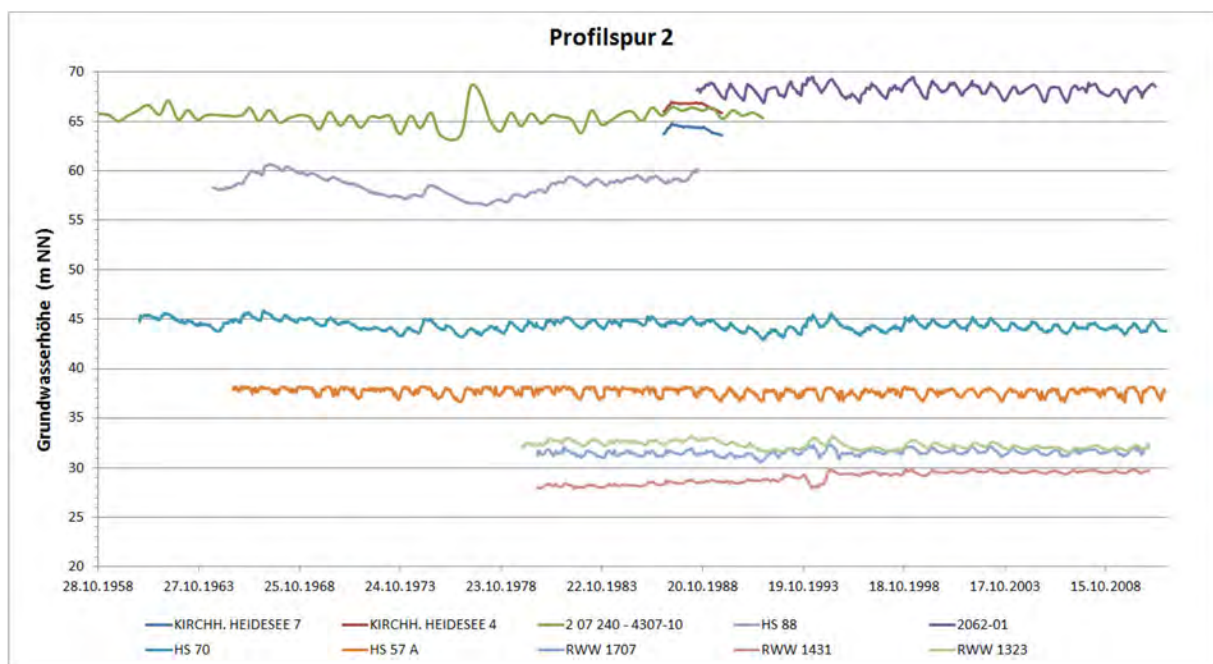


Abbildung 52: Grundwasserganglinien der Grundwassermessstellen im Untersuchungsgebiet entlang der Profilspur 2: Prosper Nord – Dorsten im Zeitraum 28.10.1958 bis 31.10.2011 (LANUV 2011, STADT BOTTROP 2011).

Ein Einfluss dieser Wassergewinnung und der Niederschlagsraten auf die beobachteten Höhenänderungen ist nicht zu erkennen. Die Bodenabsenkung im Bereich der GWM 2 07 240 – 4307-10 (innerhalb der Senkungsnulllinie), beträgt im Zeitraum vom 01.04.1978 bis zum 15.04.1992 ca. 1,4 m und weist auf einen deutlichen Einfluss des

Bergbaus hin (Abbildung 53). Da keine früheren Höhenpunktmessungen stattfanden, kann hier eine Veränderung der Bodenbewegungsraten vor bzw. nach der Brauchwassergewinnung nicht erkannt werden.

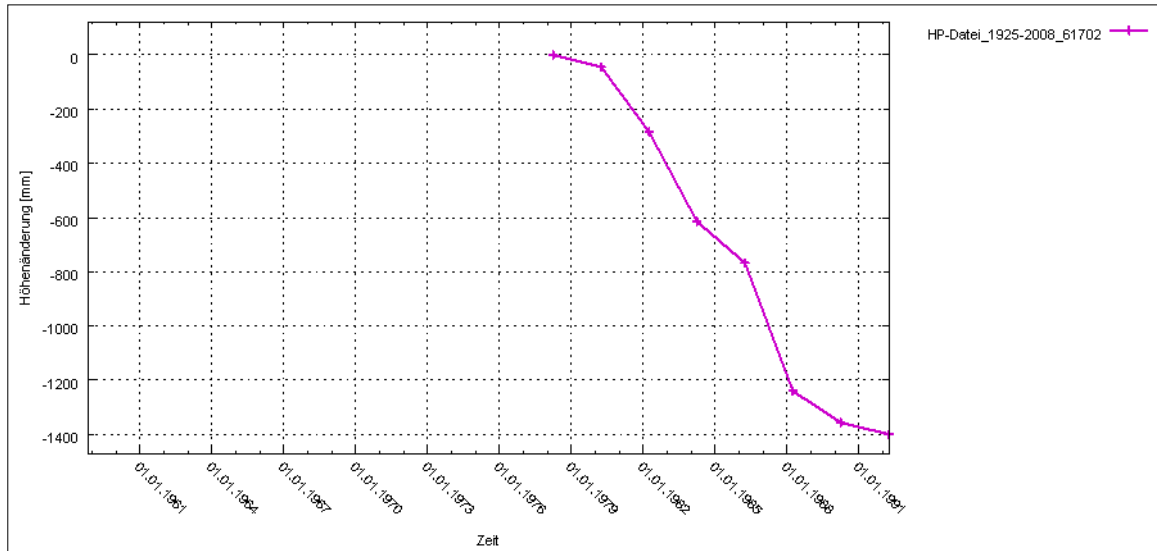


Abbildung 53: Zeit-Höhenänderungs-Diagramm des HFP-Punktes 61702 im Bereich der GWM 2 07 240 - 4307-10; Betrachtungszeitraum 28.10.1958 – 15.04.1992.

Grundwassermessstellen, die sich nicht im Einflussbereich der Kalksteinwerke befinden, zeigen in dem Zeitraum von 1969 bis 1979 keine so stark ausgeprägte Absenkung des Grundwasserspiegels. Die GWM HS 70 zeigt im Zeitraum vom 07.11.1960 bis 31.10.2011 einen relativ konstanten Grundwasserstand auf einer Höhe von ca. +44,5 m NN mit einem periodischen Jahresgang. Im langzeitlichen Mittel schwanken diese Werte um ca. $\pm 1,5$ m. Die Betrachtung der Höhenpunktmessungen an der benachbarten Autobahnausfahrt der BAB A31 zeigt im Zeitraum vom 07.11.1960 bis zum 01.04.2006 eine kontinuierliche Absenkung des Höhenfestpunktes um ca. 15 cm (Abbildung 54). Da jedoch die natürliche Schwankung des Grundwassers, sowohl saisonal als auch im langjährigen Mittel, ein Vielfaches der beobachteten Geländeabsenkung beträgt, ist der Einfluss der Geländeabsenkung relativ gering. Somit wird eine Absenkung der Messpunkthöhe um 15 cm in der Grundwasserganglinie keine merkliche Veränderung bewirken. Generell müsste sich eine Absenkung der Geländehöhen als eine Verringerung des Flurabstandes bemerkbar machen, da der Grundwasserspiegel sich nicht verändert. Die Grundwasseroberfläche verharrt in dem Fall auf der Höhe des Grundwasserpotentials.

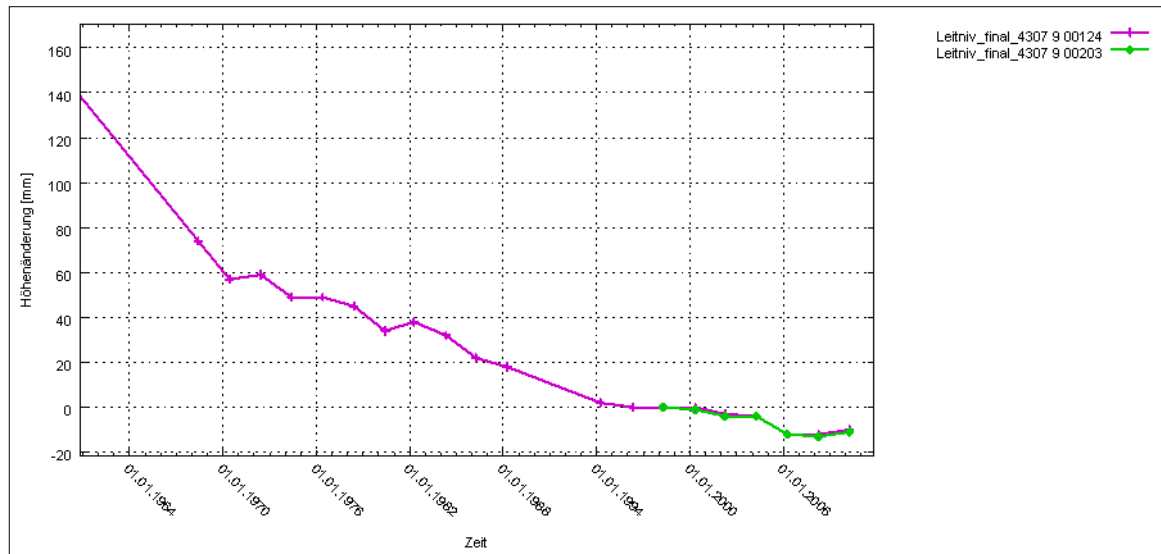


Abbildung 54: Zeit-Höhenänderungs-Diagramm der Leitniv-Punkte 4304 9 00124 (magenta) und 4307 9 00203 (grün) im Bereich der GWM HS 70; Betrachtungszeitraum 07.11.1960 – 31.10.2011.

Eine vergleichbare Aussage lässt sich für die Grundwassermessung in der GWM HS 57A treffen, die im Zeitraum vom 05.07.1965 bis zum 19.09.2011 eine sehr ausgeglichene GW-Ganglinie um +37,5 m NN aufweist. Die geringeren saisonalen Schwankungen liegen, aufgrund der geringeren Entfernung zur Lippe, im Bereich von ca. ± 1 m. Die an den Höhenfestpunkten festgestellte Geländeabsenkung um ca. 15 cm im Zeitraum 01.04.1968 bis zum 01.04.2006 (Abbildung 55) kann ebenfalls nicht auf eine Veränderung der Grundwasserverhältnisse in diesem Bereich zurückgeführt werden.

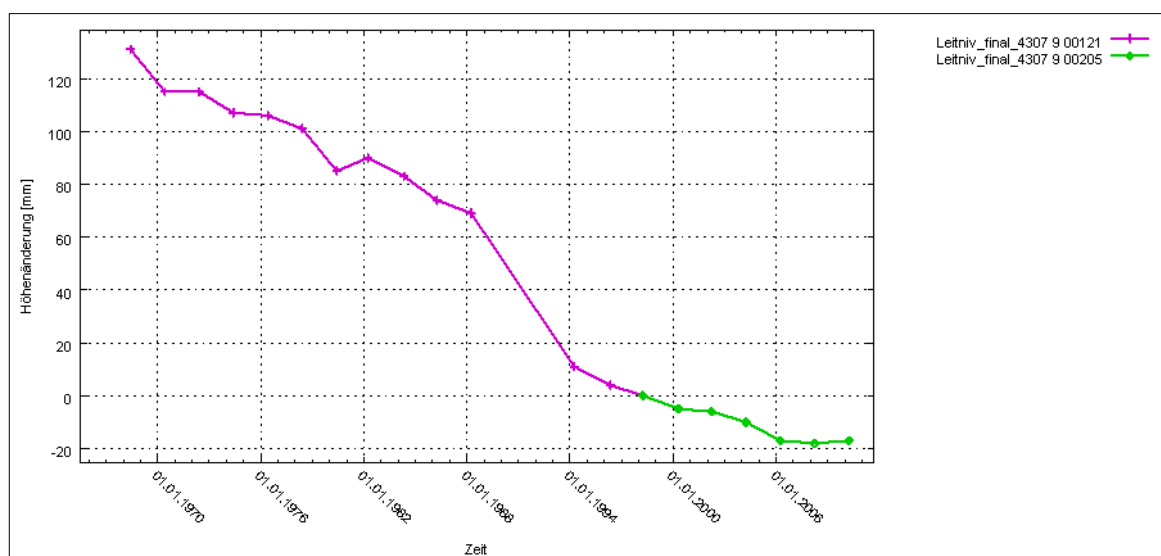


Abbildung 55: Zeit-Höhenänderungs-Diagramm der Leitniv-Punkte 4304 9 00121 (magenta) und 4307 9 00205 (grün) im Bereich der GWM HS 57A; Betrachtungszeitraum 05.07.1965 – 19.9.2011.

Aufgrund der zeitlich zu begrenzten Wasserstandsmessungen innerhalb des Einwirkungsbereiches des Bergbaus (GWM Kirchheller Heidesee 7, GWM Kirchheller Heidesee 4) lassen sich keine Aussagen über Grundwasserabsenkungen in diesem Gebiet machen. Die weiteren in Abbildung 52 dargestellten Ganglinien der Grundwassermessstellen RWW 1707, RWW 1431 und RWW 1323 werden aufgrund des Einflusses des benachbarten Bergwerks Lippe nicht näher analysiert.

Die Profilspur 3 der Grundwassermessstellen entlang vorhandener Nivellementpunkte verläuft vom Westrand des prognostizierten Senkungsbereiches des BW Prosper-Haniel in Richtung Kirchhellen (Abbildung 50). Die Grundwasserganglinien zeigen im Zeitraum von 1966 bis 1977 eine Absenkung um bis zu 5 m (GWM HANIEL N8 1, GWM 2 07 240 – 4307-10 und GWM HS 58, Abbildung 56), was auf die klimatischen Bedingungen zurückzuführen ist (Abbildung 18). Diese Absenkungen und anschließenden Hebungen bis auf das Ausgangsniveau sind relativ kurzzeitig und dauern bis ca. 1982 an. Die Schwankungen liegen im langjährigen Durchschnitt, wie auch an der Grundwassermessstelle HS 52 zu erkennen ist.

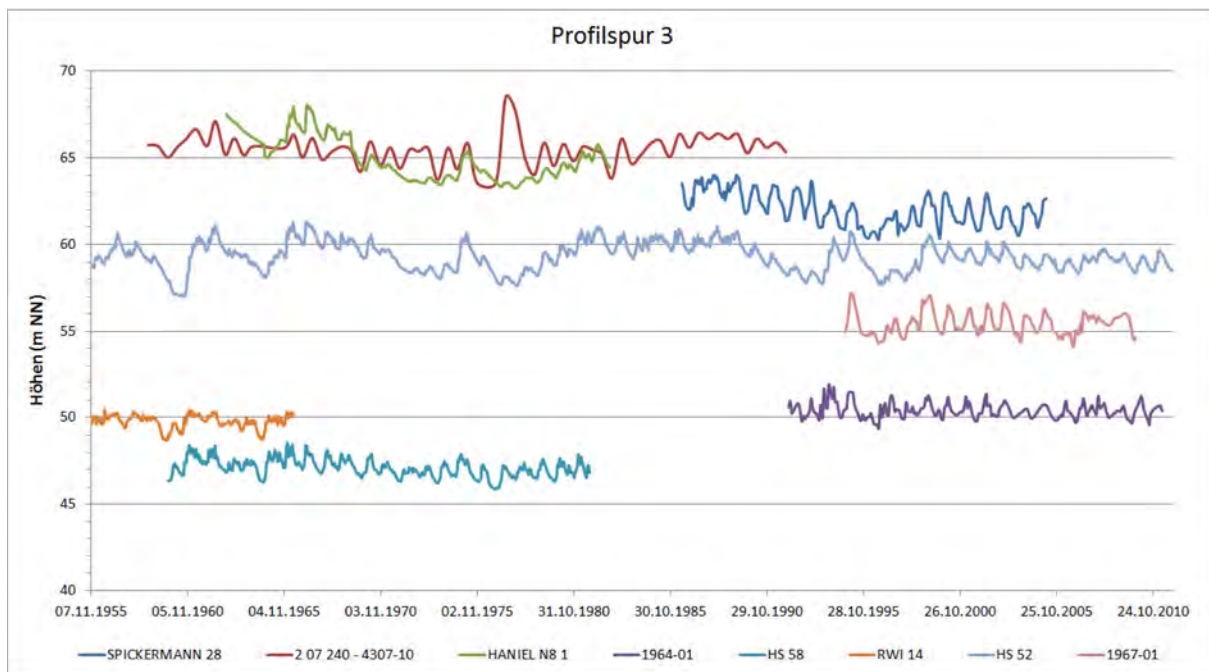


Abbildung 56: Grundwasserganglinien der Grundwassermessstellen im Untersuchungsgebiet entlang der Profilspur 3: Prosper Nord – Kirchhellen im Zeitraum vom 07.11.1955 bis 31.10.2011 (LANUV 2011, STADT BOTTRUP 2011).

Die GWM Spickermann 28 befindet sich innerhalb des prognostizierten Bergwerkeinflusses. Anhand der Leitnivellement-Messungen an den nahe gelegenen Höhenfestpunkten lassen sich im Zeitraum vom 01.04.1988 bis zum 04.04.2005 Bodensenkungen von bis etwa 30 cm feststellen (Abbildung 57). Die

Grundwasserstände, die seit dem 02.06.1986 aufgezeichnet werden, zeigen eine anfängliche Absenkung um ca. 2 m. Es wird jedoch für diese Ganglinie ein paralleler Verlauf zur Grundwasserganglinie der GWM HS 58 angenommen, so dass diese Absenkung im langjährigen Mittel liegt. Ein Einfluss der Grundwasserabsenkung auf die Bodensenkungen kann hier nicht nachgewiesen werden, da diese auch über den Zeitraum der Grundwasserabsenkung anhält.

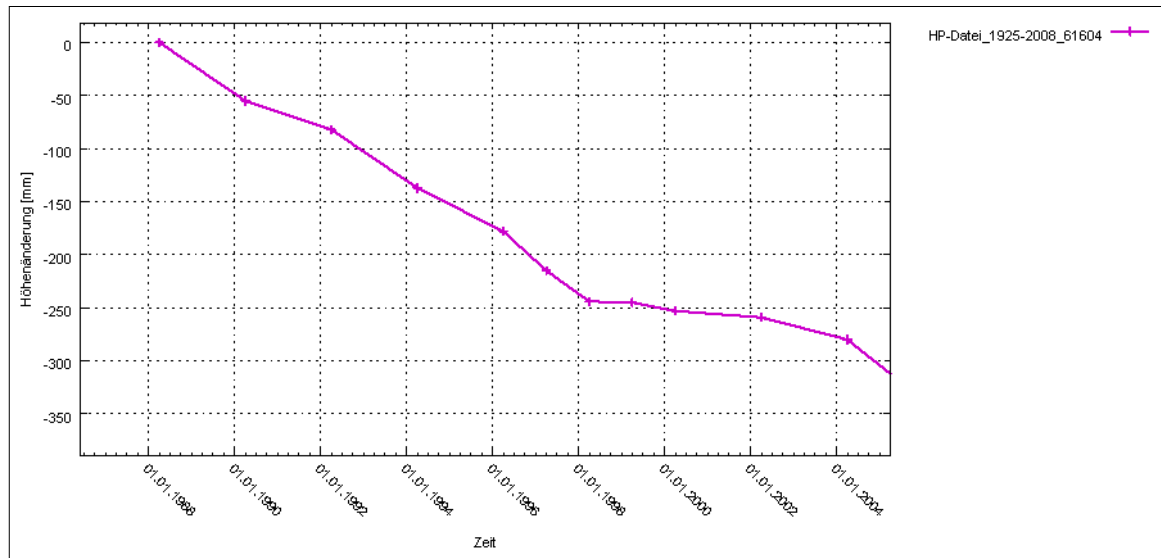


Abbildung 57: Zeit-Höhenänderungs-Diagramm des HFP-Punktes 61604 im Bereich der GWM Spickermann 28; Betrachtungszeitraum 02.06.1986 – 04.04.2005.

Die Situation außerhalb der prognostizierten Nulllinie des Bergwerks Prosper-Haniel macht die Grundwassermessstelle HS 58 im Ortsbereich von Kirchhellen deutlich. Messungen des Leitnivelements liegen für den Zeitraum ab 01.04.1962 vor. Ab 1964 sinkt das Gelände in den nächsten Jahren um ca. 5,5 cm bis zum Zeitpunkt der letzten GW-Einmessung am 24.08.1981 (Abbildung 58). Der Vergleich mit der Grundwasserganglinie zeigt eine scheinbare Übereinstimmung der Änderung der Absenkungsraten mit den Grundwasserschwankungen. Kurzzeitige Ruhephasen scheinen mit Phasen keiner Grundwasserstandsänderung, bzw. kurzfristig steigender Grundwasserstände zusammenzufallen. Hierdurch kann jedoch nicht eine langfristig aufgezeichnete Senkung erklärt werden.

Insgesamt zeigen die dargestellten Untersuchungen, dass die Grundwassermessstellen entlang der Profilsur BW Prosper-Haniel – Kirchhellen sowie der Profilsur BW Prosper-Haniel – Dorsten, keine signifikanten Veränderungen der Grundwasserhöhen aufweisen, die die beobachteten Höhenänderungen im Stadtgebiet von Kirchhellen erklären könnten.

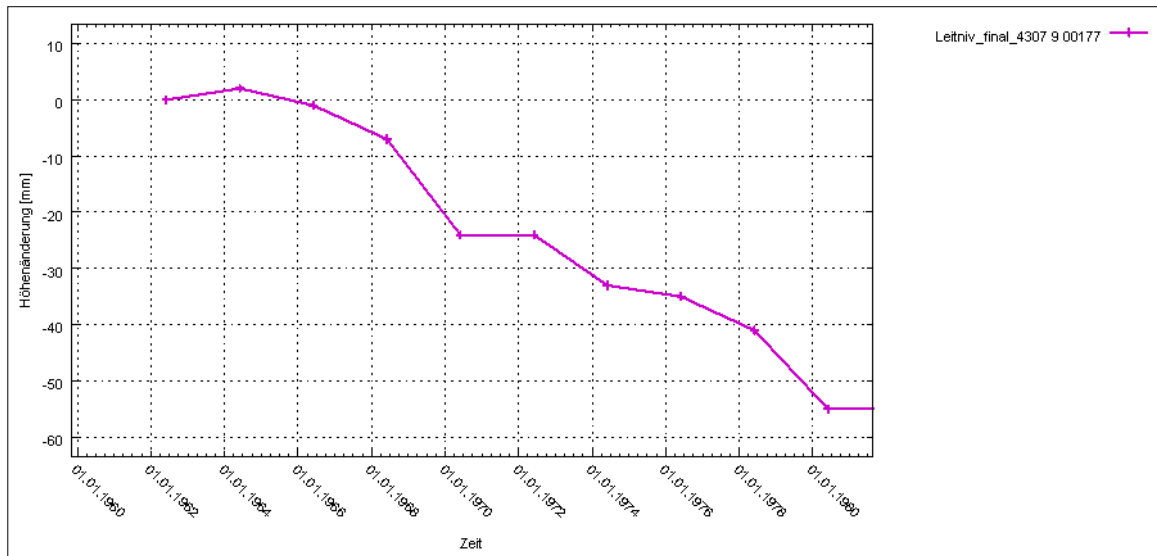


Abbildung 58: Zeit-Höhenänderungs-Diagramm des Leitniv-Punktes 4307 9 00177 im Bereich der GWM HS 58; Betrachtungszeitraum 02.11.1959 – 24.08.1981.

■ Weitere hydrogeologische Untersuchungen

Um ein Bild der räumlichen und zeitlichen Veränderung der Grundwasserhöhen im Untersuchungsgebiet zu erhalten, wurden im Geoinformationssystem (GIS) Grundwassergleichenkarten auf Basis der Messungen aller Grundwassermessstellen erstellt. Hierzu wurden die Messungen so gefiltert und aufbereitet, dass im Zeitraum von 1960 bis 2010 im Abstand von 10 Jahren, die jeweils letzte Messung im hydrologischen Sommerhalbjahr (Mai – Oktober) eingingen. Aus den auf diese Weise erstellten Gleichenkarten wurden Differenzen berechnet, um so Bereiche mit einem Anstieg bzw. einer Absenkung der Grundwasserhöhe zu visualisieren.

Aufgrund der Datenlage konnte auf diese Weise jedoch kein reales Abbild der Grundwasserverhältnisse erstellt werden. Im GIS wurden Grundwasserschwankungen von bis zu ± 30 m innerhalb von 10 Jahren berechnet. Dies entspricht dem ca. 10-fachen der in den Grundwasserganglinien beobachteten Schwankungen. Als Ursache ist die o. g. unregelmäßige Verteilung und Messung der Grundwassermessstellen zu nennen, wodurch die Interpolations- und Differenzbildungsverfahren überschätzte Werte ausgeben. Dieses Problem konnte auch nicht durch die Begrenzung der Interpolationsergebnisse auf den Nahbereich der Grundwassermessstellen gelöst werden. Die Grundwasserganglinien stellen somit bei der Bewertung von Änderungen im Grundwasserleitersystem hier die einzig zuverlässige Untersuchungsmethode dar.

Eine mögliche Ursache für Höhenänderungen außerhalb des prognostizierten Senkungsbereiches können Poldermaßnahmen im Bereich der Hauptsenkungsbereiche sein. Die Steinkohlenförderung im Grundgebirge bewirkt durch den Materialentzug ein Nachbrechen der Hangendschichten, das sich lokal bis an die Tagesoberfläche fortsetzt.

Die Deckgebirgsschichten, die i. d. R. grundwasserleitende Eigenschaften besitzen, werden ebenso abgesenkt. Das Grundwasser bleibt hiervon relativ unbeeinflusst, da es auf der Höhe des regionalen Grundwasserpotentials verharret. Wird in diesen Bereichen nicht künstlich das Grundwasser abgesenkt, entstehen Grundwasserblänken, Bereiche an denen Grundwasser die Geländeoberfläche überflutet. Somit ist die weiträumige Förderung von Grundwasser, sog. Poldermaßnahmen, in Bergsenkungsbereichen zwangsläufig notwendig um natürliche Flurabstände und Vorflutverhältnisse der Oberflächengewässer zu erhalten.

Eine mögliche Veränderung des Flurabstandes zeigen Messungen der Grundwassermessstelle RWI 13 am südlichen Ortsausgang von Kirchhellen (Abbildung 59, Abbildung 60). Der Untergrund ist in diesem Bereich durch Grundmoränenablagerungen mit Mächtigkeiten um ca. 2 m charakterisiert (Abbildung 59). Der Flurabstand betrug vor Auftreten der Höhenänderungen ab 01.11.1974 im Mittel 1,7 m, der Grundwasserspiegel lag somit innerhalb der Moränenablagerung. Da die Messpunkthöhe nur in unregelmäßigen Abständen eingemessen wurde (Abbildung 60), erfolgte eine Überprüfung durch die Nivellements. Im unmittelbaren Umfeld der RWI 13 waren nur Höhendaten der HFP-Datei verfügbar. Diese HFP-Nivellementspunkte zeigen zwischen 1968 und 2002 einen im Trend vergleichbaren Höhenverlauf wie die Messpunkthöhe der Grundwassermessstelle RWI 13. Die Absenkung der Geländeoberfläche beträgt im Zeitraum 1975 bis 1995 an der RWI 13 ca. 1,2 m (Abbildung 60). Zirka 240 m nordwestlich davon am HFP-Punkt 61807 (gleiches Höhenniveau wie RWI 13) wurde zwischen 1972 und 2002 eine Senkung von 1,5 m und ca. 200 m nordöstlich am HFP-Punkt 61802 im Zeitraum 1968 bis 2002 eine Senkung von ca. 0,8 m gemessen. Die Grundwasserhöhen an der RWI 13 sinken im Zeitraum 1975 bis 1995 um ca. 1,8 m. Unter der Annahme, dass die an der RWI 13 bis zum 12.09.1995 gemessene Höhenänderung im Mittel die Senkungen richtig wiedergibt, würde dies für diesen Bereich einen Flurabstand von ca. 3,5 m ergeben und damit eine Vergrößerung um 1,8 m. Da die umliegenden HFP-Punkte ab 1995 bis 1.4.2008 noch weitere Senkungen in einer Größenordnung von 50-75 cm (mit abklingenden Trend) erfahren haben, die jedoch beim GW-Abstich an der RWI 13 nicht berücksichtigt wurden, könnte dies auf einen ab 1995 weiter leicht fallenden GW-Höhenverlauf hinweisen (Abbildung 60).

Aufgrund der Datenlage kann zusammenfassend festgestellt werden, dass es in diesem Gebiet um die RWI 13 zu einer Vergrößerung des Flurabstandes um über 1,8 m innerhalb von 20 Jahren (und mehr) gekommen ist. Dieser Trend konnte auch an weiteren Messstellen beobachtet werden.

Die angenommene Mächtigkeit des wassergesättigten Raumes der Grundmoräne von 2 m erklärt bei einer Entwässerung und der daraus resultierenden Schrumpfung nicht die beobachteten Geländeabsenkungen. Es liegt die Vermutung nahe, dass dieses Phänomen der Schrumpfung durch Entwässerung durch bergbauliche Einflüsse überprägt ist. Eine genaue Ursachenforschung bedarf weiterer Detailuntersuchungen.

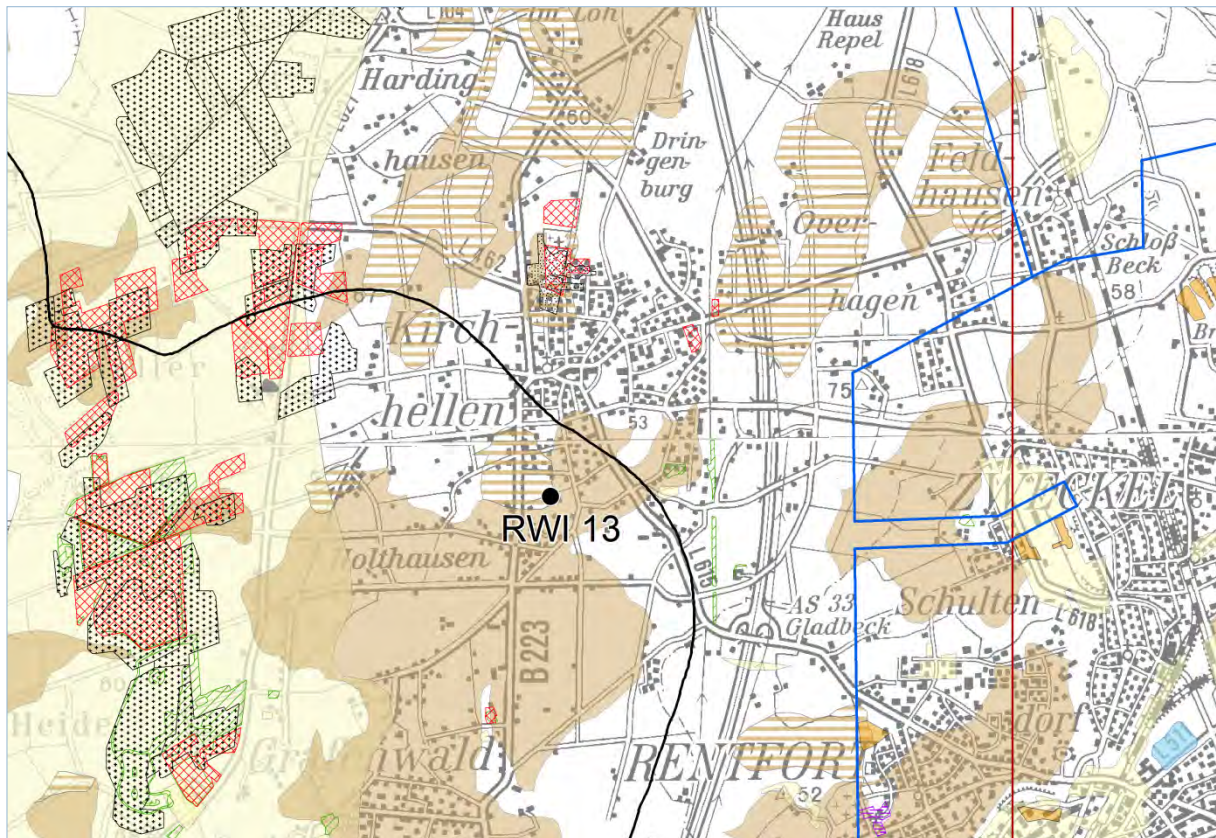


Abbildung 59: Lage der GWM RWI 13 und Verbreitung der Grundmoränenablagerungen (braun) (Ausschnitt aus Anlage 3).

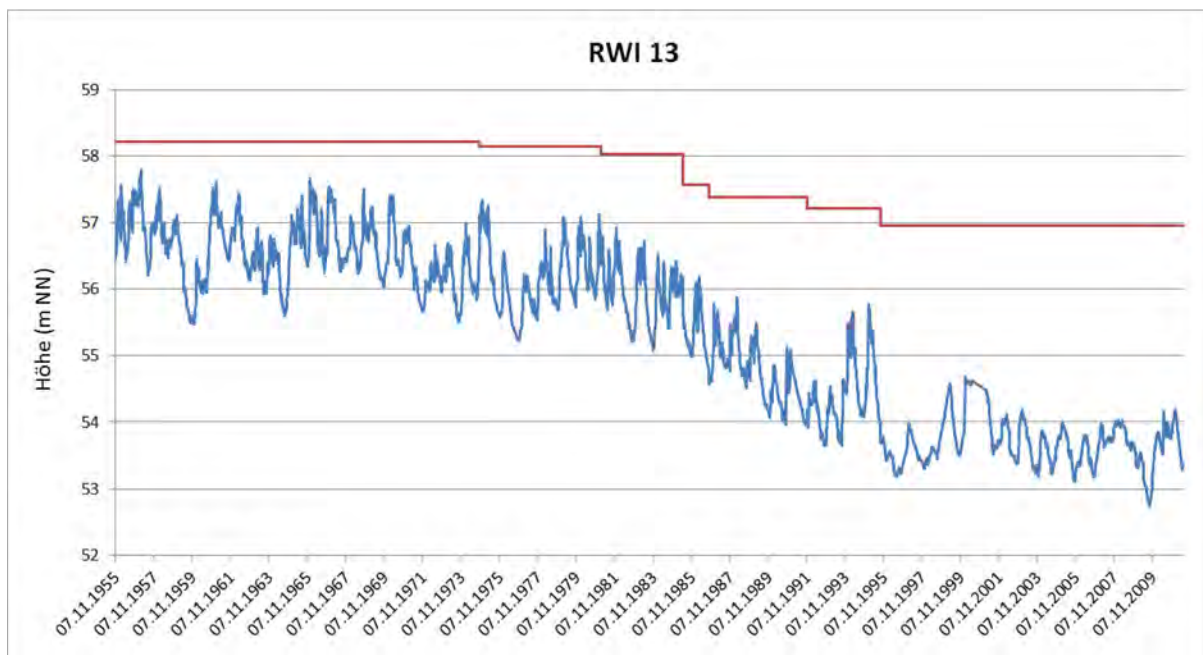


Abbildung 60: Grundwasserganglinie (blau) und Messpunkthöhe der Grundwassermessstelle RWI 13 südlich von Kirchhellen.

■ Grundwasserstandsänderungen aufgrund der Klimaentwicklung

Der Grundwasserstand wird durch die Grundwasserneubildungsrate beeinflusst (Kapitel 4.2). Nur wenn genügend Niederschlag durch Versickerung in den Grundwasserkörper eintritt, zeigt sich ein bis auf saisonale Schwankungen konstanter Grundwasserstand. Die Klimaentwicklung wirkt diesem Vorgang entgegen. Eine Erhöhung der Jahresdurchschnittstemperatur, bewirkt eine Erhöhung der Verdunstungsrate, wodurch weniger Niederschlagswasser versickern kann. Selbst wenn ebenfalls eine Erhöhung der Niederschlagsmenge stattfinden würde, was jedoch aus den Daten des DWD nicht eindeutig hervor geht (Kapitel 6.3), würde dieses Defizit nicht ausgeglichen werden. Das bedeutet, dass die Grundwasserneubildungsrate kontinuierlich minimal abnimmt, was ein geringes Absinken des Grundwasserspiegels zur Folge hat. Es muss jedoch beachtet werden, dass diese Änderungen eher gering sind und über einen langen Zeitraum verlaufen, sodass hierin keine hauptsächliche Ursache für Geländeabsenkungen zu sehen ist.

Anhand von Vergleichen zwischen den saisonalen Schwankungen der Niederschlagsrate und des Grundwasserstandes ist zu erkennen, dass zwischen einer niederschlagsreichen Periode und dem dadurch bedingten Anstieg des Grundwasserspiegels eine Zeitverzögerung besteht. Die Zeitspanne dieser Verzögerung ist abhängig von den bodenphysikalischen Eigenschaften, besonders dem Durchlässigkeitsbeiwert k_f . Es ist ebenfalls zu beachten, dass auch der Zustand einer Grundwassermessstelle Einfluss auf diese Verzögerung hat (Kapitel 6.4).

8.3. ZUSAMMENHANG ZWISCHEN TEKTONIK UND HÖHENÄNDERUNGEN AUS LEITNIVELLEMENTS

Seit 1920 sind weiträumige Bodenbewegungen am Nordrand des Ruhrgebietes durch Feinnivellements des Reichsamtes für Landesaufnahme dokumentiert (WEIBNER 1929, JACOBS & LINDSTROT 1980). Seit Bekanntwerden dieser Höhenänderungen hat eine Reihe von Wissenschaftlern nach den Ursachen für diese Beobachtungen gesucht. Mögliche bzw. vermutete Ursachen für diese Bodenbewegungen sind großräumig tektonische Vorgänge (UDLUFT 1950), so genannte „rezente Krustenbewegungen“, und weitreichende Einflüsse des Steinkohlenbergbaus (JACOBS & LINDSTROT 1980).

Bezüglich tektonisch bedingter Ursachen entstand bis heute eine Reihe von Theorien, wobei zwei wesentliche hervorstechen:

1. **Kippbewegung der gesamten westdeutschen Scholle** (QUIRING 1926) mit der Kippachse in ostnordöstlicher Richtung (Abbildung 61) und Absinken des westlichen Bereiches und Anhebung des Gebirges im Osten, jedoch als Teilgeschehen einer großen säkularen Bewegung, d. h. einem wannenartigen Einsinken eines weiträumigen Krustenteils mit dem Zentrum in der südlichen Nordsee und einer Hebung des südöstlich gelegenen rheinischen Gebirges.
2. **Regionale Schollenkipfung** (WEIBNER 1929) im Sinne von QUIRING (1926), jedoch mit der Kippachse Duisburg – Bochum – Dortmund – Haltern, und entsprechenden Senkungen nördlich der Achse und Hebungen im Süden sowie eine starke Überlagerung von Bewegungen einzelner lokaler Schollen.

JACOBS & LINDSTROT (1980) sehen beide Theorien als nicht erwiesen an; auch nicht nach umfassender Untersuchung der Präzisionsnivellements und der weiter anhaltenden Vertikalbewegungen zwischen 1920 und 1960.

Um die weiträumigen Bodenbewegungen am Nordrand des Ruhrgebietes genauer zu untersuchen, wurde 1921 u. a. die Feinnivellementslinie Wesel – Freudenberg – Haltern entlang der Bundesstraße 58 angelegt. Mit den bereitgestellten Leitnivellements wurden die Höhenänderungen aus JACOBS & LINDSTROT (1980) für den Zeitraum 1922 bis 1975 nachgebildet (Abbildung 62). Der Bereich Freudenberg (östlich von Schermbeck) zeigt auffällige Höhenänderungen (Senkungen) mit einem Absolutbetrag von 123 mm bis 1975. Deutlich zu erkennen ist die anhaltende Senkungstendenz sowie die Ausprägung der Senkungsmulde zwischen Drevenack und Haltern. Mit Beginn der Abbautätigkeiten im Bereich Wulfen (Informationen über Bergwerke und deren Förderbeginn liegen nicht vor) wird die Mulde überlagert durch abbaubedingte Senkungen, die sich in Abbildung 62 ab 1965 zeigen. Im Bereich Drevenack sowie Haltern zeigt sich keine kontinuierliche Senkungstendenz. Beispielsweise war der Bereich Drevenack, wie auch aktuell, von 1922-1965 stabil (Abbildung 62, Pkt. 4306/7), weist jedoch zwischen 1965 und 1971 Senkungen von 20 mm auf.

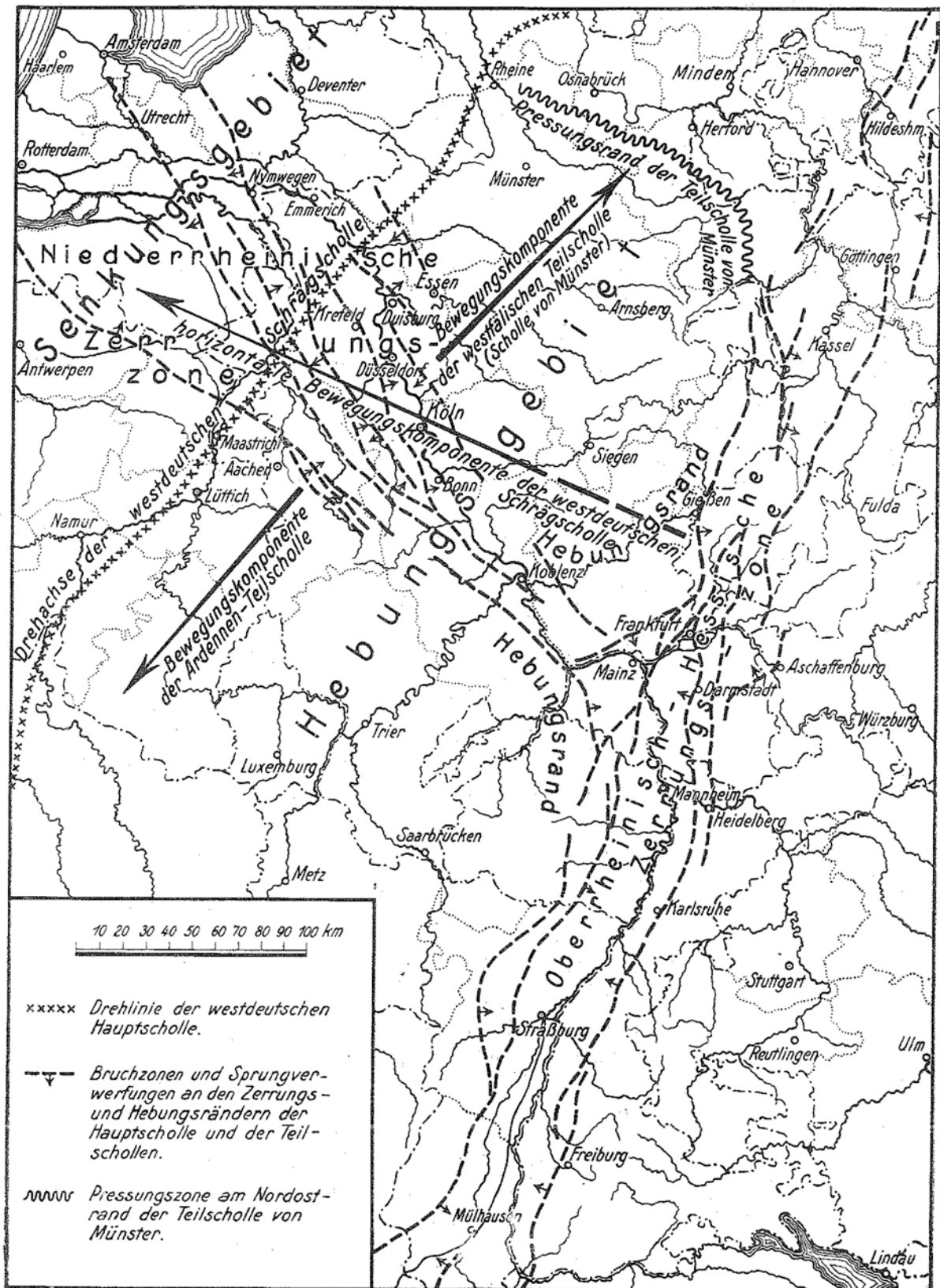


Abbildung 61: Känozoische Strukturelemente Westdeutschlands aus WEIBNER 1929 (nach QUIRING 1926).

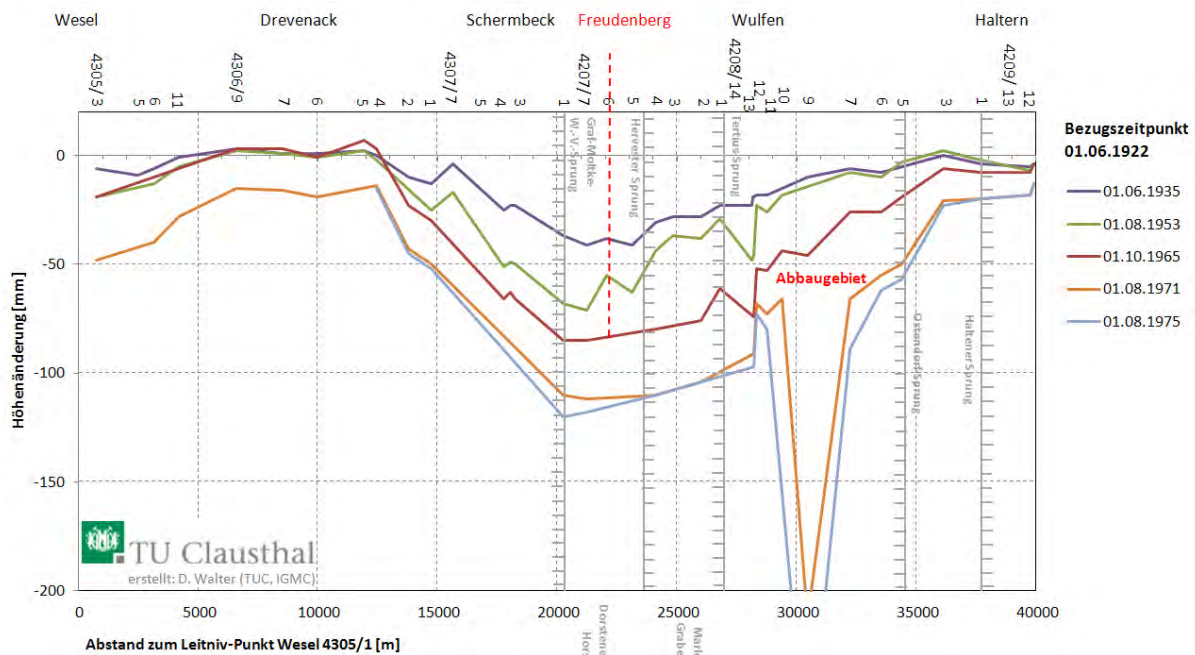


Abbildung 62: Höhenänderungen entlang der Linie Wesel – Freudenberg – Haltern (von West nach Ost) bis 1975 bezogen auf den 1.6.1922 (nachgebildet nach JACOBS & LINDSTROT 1980) sowie Darstellung der Profil-schneidenden Kreide-Störungen.

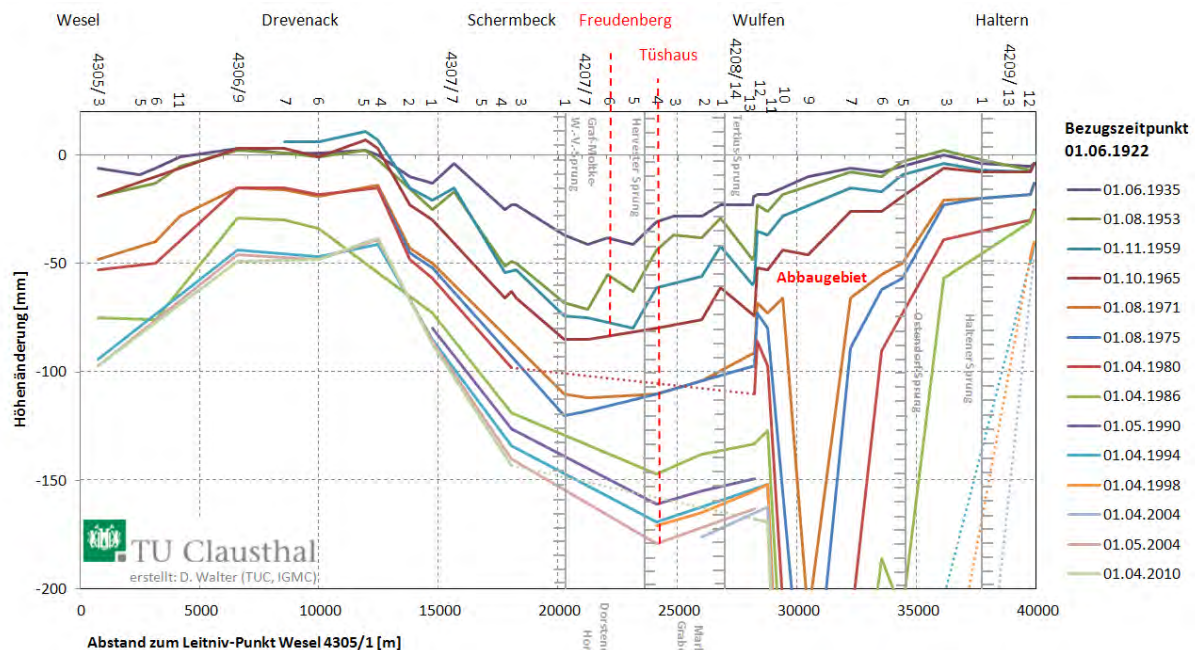


Abbildung 63: Höhenänderungen entlang der Linie Wesel – Freudenberg – Haltern (von West nach Ost) bis 2010 bezogen auf den 1.6.1922 (zeitliche Fortführung der Abbildung 62) sowie Darstellung der Profil-schneidenden Kreide-Störungen.

Die von JACOBS & LINDSTROT (1980) erstellten Senkungsprofile, der nur bis 1975 analysierten Linie „Wesel – Freudenberg – Haltern“, wurden anhand der bis heute gemessenen Leitnivellements aktualisiert (Abbildung 63). Die abbaubedingten Senkungen im östlichen Bereich verstärkten sich. Die Maximalsenkung zwischen 1922 bis 2010 beträgt entlang der Linie 2,35 m am Punkt 4208/7 (Lippramsdoorf). Weiter westlich zwischen Wesel und Wulfen ist bis 2010 weiterhin eine Senkungstendenz zu erkennen, die jedoch zeitweise unterbrochen wurde und stabile Zeiträume aufweist. So war z. B. der Raum Drevenack zwischen 1971 und 1980 stabil, weist aber zwischen 1980 und 1984 sehr geringe Senkungsraten auf (Abbildung 19), die jedoch anschließend wieder zunehmen. Erst im Zeitraum 1986-1990 treten keine signifikanten Bewegungen mehr auf. Seit 1992 scheint der Bereich Drevenack stabil zu sein, wie bereits auch anhand eines Leitniv-Punktes in Abbildung 19 gezeigt werden konnte. Das Zentrum der Senkungsmulde verlagert sich bei der Betrachtung bis 2010 von Freudenberg nach Tüshaus, d. h. weiter nach Osten. Ursache dafür könnten die abbaubedingten Einwirkungen aus dem östlichen Bereich sein.

Die Darstellung der Verwerfungen in Abbildung 62 und Abbildung 63 lässt nicht den Schluss zu, dass die Bewegungen im Bereich Freudenberg auch die Struktur der Gräben und Horste widerspiegelt, und somit ein Zusammenhang zu schollenbedingten Bewegungen zu erkennen ist, wie ihn z. B. Weißner in Abbildung 17 seiner Veröffentlichung (WEIßNER 1929) entlang des Profils „Essen – Gelsenkirchen – Herne – Waltrop – Bork“ zu erkennen vermag.

Wie auch bei JACOBS & LINDSTROT (1980) wurden weitere Profile nördlich des Untersuchungsgebietes betrachtet, in dem bekanntermaßen bisher kein unmittelbarer Bergbaueinfluss nachgewiesen werden konnte (Abbildung 64). Diese Profile dienen dazu, um in dem durch Bergbau „unbeeinflussten“ Bereich auf mögliche tektonische Bewegungen schließen zu können. Zur detaillierten Betrachtung wurden Zeitreihen einzelner Leitniv-Punkte für den Zeitraum 1930-2010 untersucht.

Für die Bereiche nördlich des Untersuchungsgebietes wurde keine PSI-Auswertung durchgeführt. Da i. d. R. tektonische Bewegungen durch kleine Höhenänderungsraten charakterisiert sind, ist der durch die ENVISAT-Szenen abgedeckte Zeitraum im Verhältnis zur Genauigkeit möglicherweise zu klein, um solche Höhenänderungen, auch in ihrer flächenhaften Ausdehnung, signifikant zu erfassen.

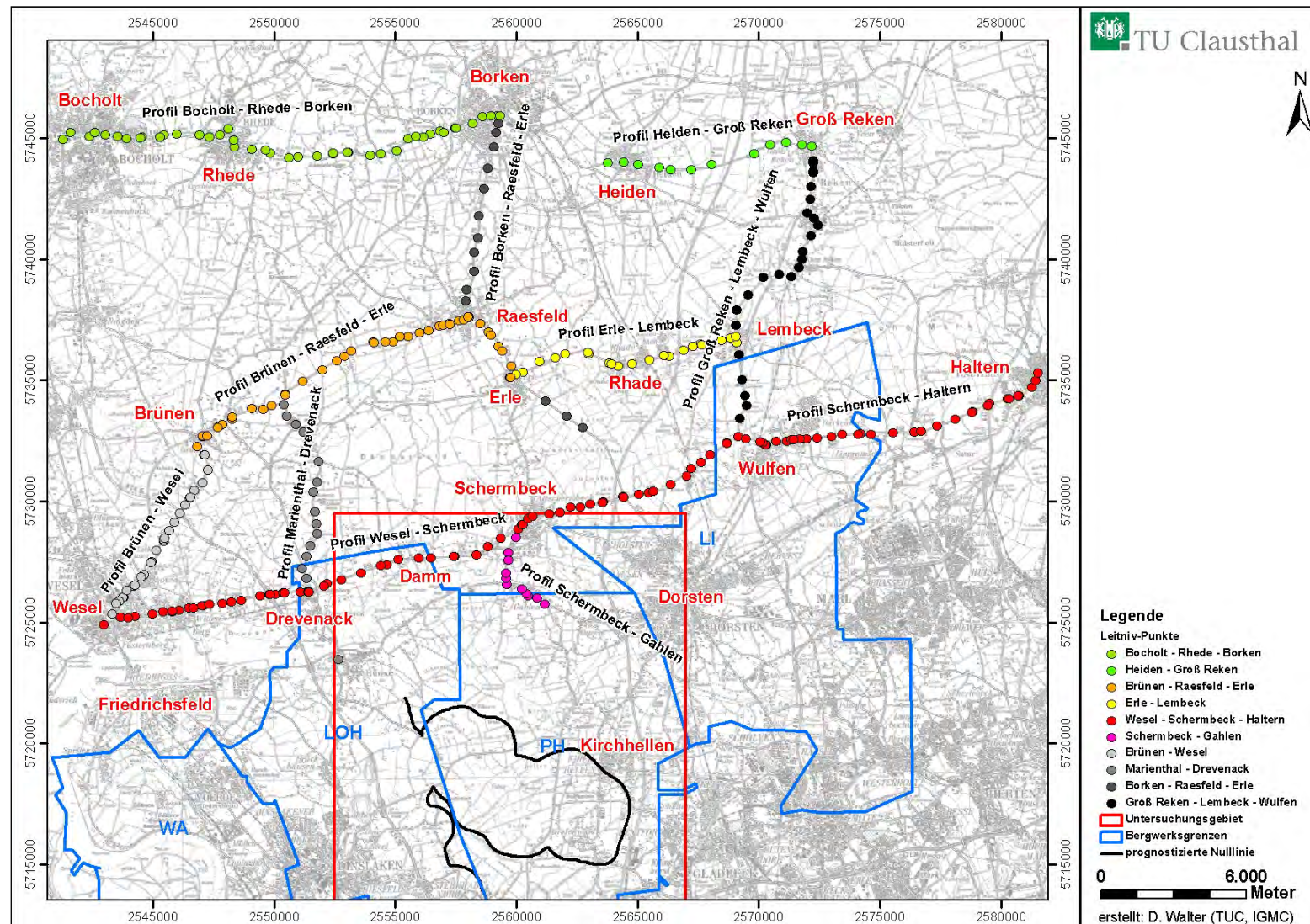


Abbildung 64: Lage der Leitnivellement-Profile nördlich des Untersuchungsgebietes.

■ West-Ost-Profile

Das West-Ost verlaufende Profil „Bocholt – Rhede – Borken“ im Norden des weiträumigen Betrachtungsgebietes (Abbildung 64) zeigt, dass in diesem Bereich zwischen 1975 und 2010 geringe Senkungen von maximal 22 mm aufgetreten sind (Anhang A4). Es ist eine leichte muldenförmige Senkungsstruktur zu erkennen. Die Bereiche Bocholt und Borken sind seit 1975 quasi stabil, wie die Zeitreihen der Leitniv-Punkte (Bocholt: 4105 9 00001 und 4105 9 00002; Borken: 4107 9 00022) in Abbildung 65 zeigen. Im Gebiet dazwischen z. B. in Rhede (4106 9 00003) treten ab 1984 Senkungsraten von ca. 0,6 mm/a auf.

Das Profil „Heiden – Groß Reken“, welches im Westen fast an das zuvor beschriebene Profil anschließt (Abbildung 64), zeigt einen ähnlichen Senkungsverlauf wie die Punkte westlich von Borken (Anhang A4), jedoch für einen etwa 4 Jahre kürzeren Zeitraum. Leider standen nur wenige Messdaten für eine vergleichbare Profildarstellung zur Verfügung (Anhang A4). Die Zeitreihe des Leitniv-Punktes 4108 9 00114 in Groß Reken zeigt, dass zeitweise größere Senkungsraten aufgetreten sind. Für Heiden und Umgebung stehen nur bis 1975 Leitniv-Daten zur Verfügung, die ein identisches Verhalten zeigen wie in Groß Reken.

Insgesamt ist eine geringfügige Zunahme der Senkungsraten von West nach Ost zu erkennen, wobei der Bereich Borken, zumindest ab etwa 1975, eventuell eine Art stabileren Sockel in einem Bereich mit geringen Senkungen darstellt.

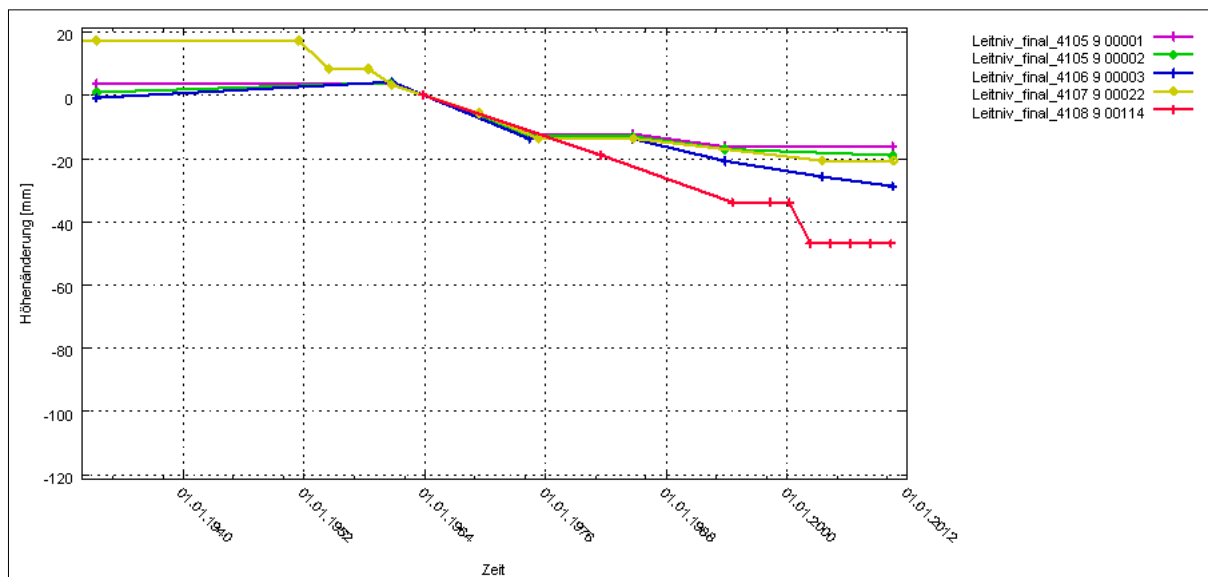


Abbildung 65: Zeit-Höhenänderungs-Diagramm 1.1.1930 – 1.1.2012 (Bezugszeitpunkt: 1.1.1964) für die Leitniv-Punkte (von West nach Ost): 4105 9 00001 (magenta) und 4105 9 00002 (grün) in Bocholt, 4106 9 00003 (blau) in Rhede, 4107 9 00022 (gelb) in Borken und 4108 9 00114 (rot) in Groß Reken.

Betrachtet man die West-Ost-Profile weiter südlich, zunächst das Profil „Brünen – Raesfeld – Erle“ (Anhang A4), wird ersichtlich, dass die Senkungsraten, insbesondere zwischen 1975 und 1984 deutlich angestiegen sind, nach 1984 jedoch einen ähnlichen Verlauf wie die Profile im Norden zeigen.

Die Zeit-Höhenänderungs-Verläufe in Abbildung 66 sowie auch die Profile in Anhang A4 (unten), zeigen zudem deutlich die zunehmenden Senkungsraten von West nach Ost ab 1980, wobei die Kurven ab etwa 1994 fast parallel verlaufen und ähnliche minimale Senkungsraten von unter 1 mm/a aufweisen. Auch der Punkt 4208 9 00113 in Lembeck (Süden) passt in das Bild der Senkungszunahme von West nach Ost, zeigt jedoch besser zeitlich auflösend die Bewegungen zwischen den Messzeitpunkten der anderen Punkte.

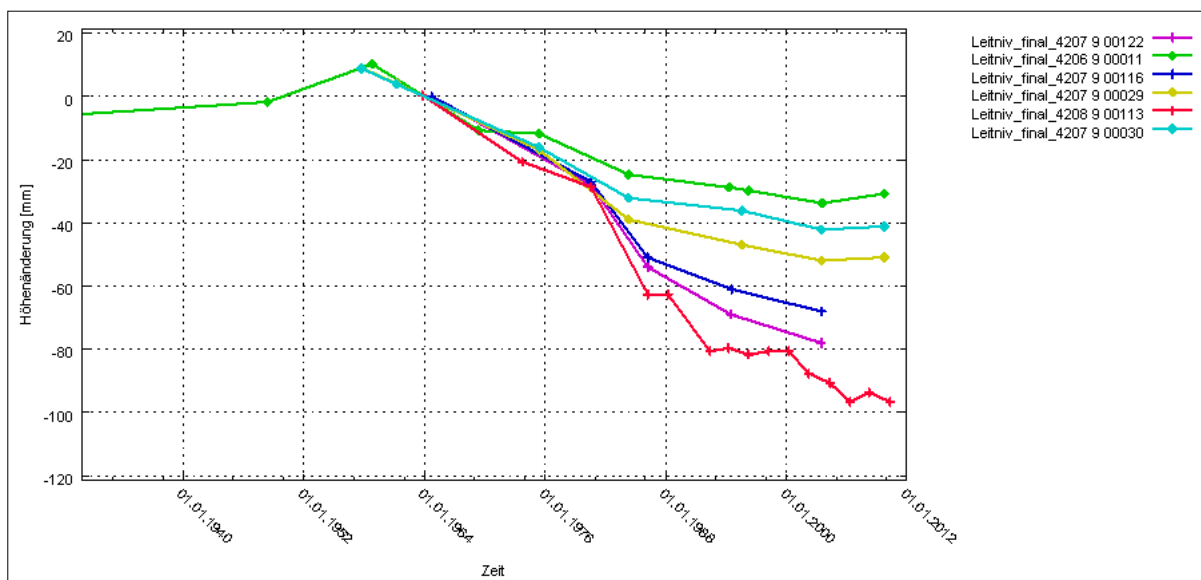


Abbildung 66: Zeit-Höhenänderungs-Diagramm 1.1.1930 – 1.1.2012 (Bezugszeitpunkt: 1.1.1964) für die Leitniv-Punkte (von West nach Ost) : 4206 9 00011 (grün) in Brünen, 4207 9 00030 (cyan) in Raesfeld, 4207 9 00029 (gelb) in Erle, 4207 9 00116 (blau) in Rhade, 4207 9 00122 (magenta) am Westrand von Lembeck, und 4208 9 00113 (rot) in Lembeck.

Vergleicht man die Profillinie „Wesel – Schermbeck – Wulfen – Haltern“ (Anhang A5) mit den nördlich gelegenen Linien „Brünen – Raesfeld – Erle“ und „Erle – Lembeck“ (Anhang A4) wird deutlich, dass zwischen 1973/74 und 1984 vergleichbare Senkungsraten aufgetreten sind. Hierbei ist jedoch der stabilere Bereich zwischen Wesel und Schermbeck mit dem Zentrum in Drevenack sowie dem bergbaubedingten Senkungsbereich mit hohen Bewegungsraten im Osten der Linien „Schermbeck – Wulfen – Haltern“ zu beachten. In den Profilen in Anhang A5 wird ersichtlich, dass ab 1992 der Bereich von Wesel bis Schermbeck quasi stabil ist, weiter nach Osten bis kurz vor Haltern jedoch relativ konstante Senkungsraten seit Beginn der Leitniv-Aufzeichnungen

1922 bis 2006 zu beobachten sind, wie bereits anhand der Abbildung 63 erläutert wurde.

Interessanterweise zeigt Anhang A5 nicht die typische Ausprägung einer speziellen Senkungsmulde mit dem Zentrum in Freudenberg/Tüshaus, wie in Abbildung 63 zu sehen ist, da in Wesel ähnliche Senkungsbeträge wie in Freudenberg aufgetreten sind. Durch die Änderung des Bezugszeitpunktes von 1922 auf 1973 ergibt sich somit für die Profildarstellung ein anderes Bild. Dieses lässt auch als Interpretation eine weitreichende Senkungsmulde zwischen Wesel (also nicht Schermbeck!) und Haltern zu. Die Bereiche innerhalb der Senkungsmulde mit geringeren Senkungsbeträgen könnten als stabile Sockel betrachtet werden, wie z. B. der Bereich Drevenack.

Der gesamte westliche Bereich zeigt sich ab 1992 als deutlich stabiler als der östliche Bereich, bei dem es nach Osten hin zur leichten Zunahme der Senkungsraten kommt. Auch die Zeit-Höhenänderungs-Kurven einiger Punkte der Line „Wesel – Schermbeck – Wulfen – Haltern“ in Abbildung 67 bestätigen dies. Die Punkte in Wesel (rot), Drevenack (grün), Damm (magenta) weisen alle ab 1992 keine signifikanten Bewegungen mehr auf, während die Punkte zwischen Schermbeck (blau) und Haltern (cyan) nach 2000 noch geringe Senkungen aufweisen, die jedoch seit etwa 2006 auch nicht mehr signifikant sind. Der Punkt in Haltern zeigt insgesamt die geringsten Senkungsbeträge mit Raten von durchschnittlich 1,2 mm/a zwischen 10/1967 und 4/2008.

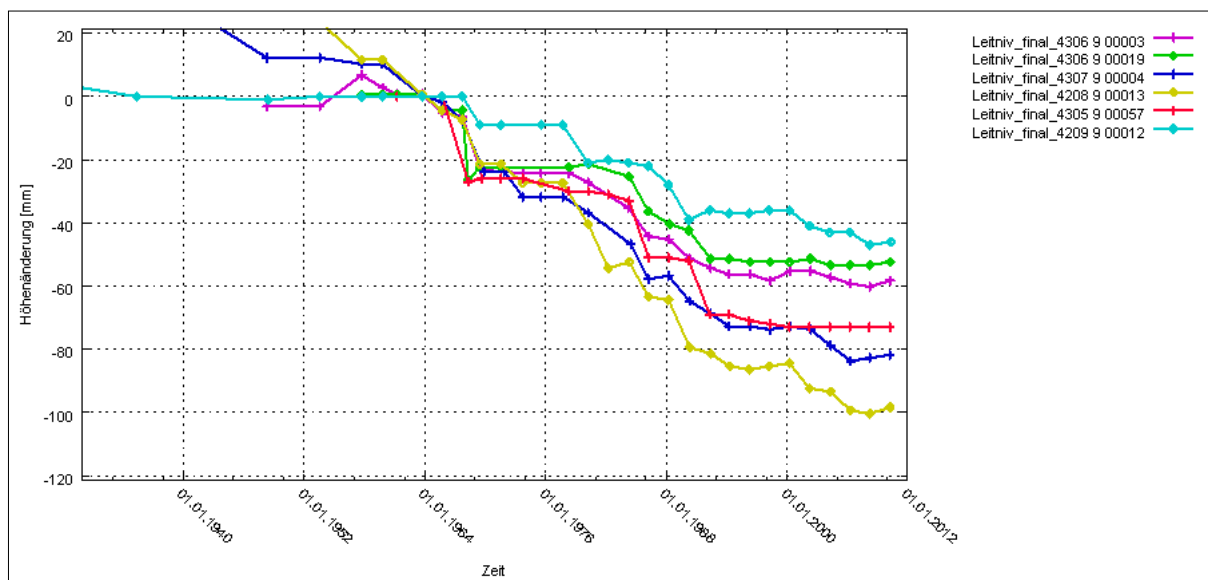


Abbildung 67: Zeit-Höhenänderungs-Diagramm 1.1.1930 – 1.1.2012 (Bezugszeitpunkt: 1.1.1964) für die Leitniv-Punkte (von West nach Ost) : 4305 9 00057 (rot) in Wesel, 4306 9 00019 (grün) in Drevenack, 4306 9 00003 (magenta) in Damm, 4307 9 00004 (blau) in Schermbeck, 4208 9 00013 (gelb) in Wulfen und 4209 9 00012 (cyan) in Haltern.

■ Nord-Süd-Profile

Zum besseren Verständnis der zu beobachtenden Senkungserscheinungen am Nordrand des Ruhrgebietes wurden Nord-Süd-Profile erstellt (Abbildung 64), soweit dies die Datenlage der Leitnivellements ermöglichte.

Das Profil „Brünen – Wesel“ (Anhang A6) zeigt deutlich eine Zunahme der Senkungsraten von Norden nach Süden. Während in Brünen bis weiter südlich Senkungsraten von 1,0 mm/a zwischen 1958 und 2003 festzustellen sind (Abbildung 66), treten ab etwa Profilmitte größere Senkungsraten auf, die, wie bereits im vorherigen Abschnitt erläutert, nur bis etwa 1992 zu beobachten sind. In Wesel betragen die Senkungsraten etwa 2 mm/a (1961-1992). Weiter südlich von Wesel, im Bereich Friedrichsfeld, werden vergleichbare Senkungsraten erreicht (2 mm/a, 1964-1992, Abbildung 68), die jedoch bis zur Bergwerksgrenze Walsum (Abbildung 64) deutlich zunehmen und etwa 2,5 mm/a betragen.

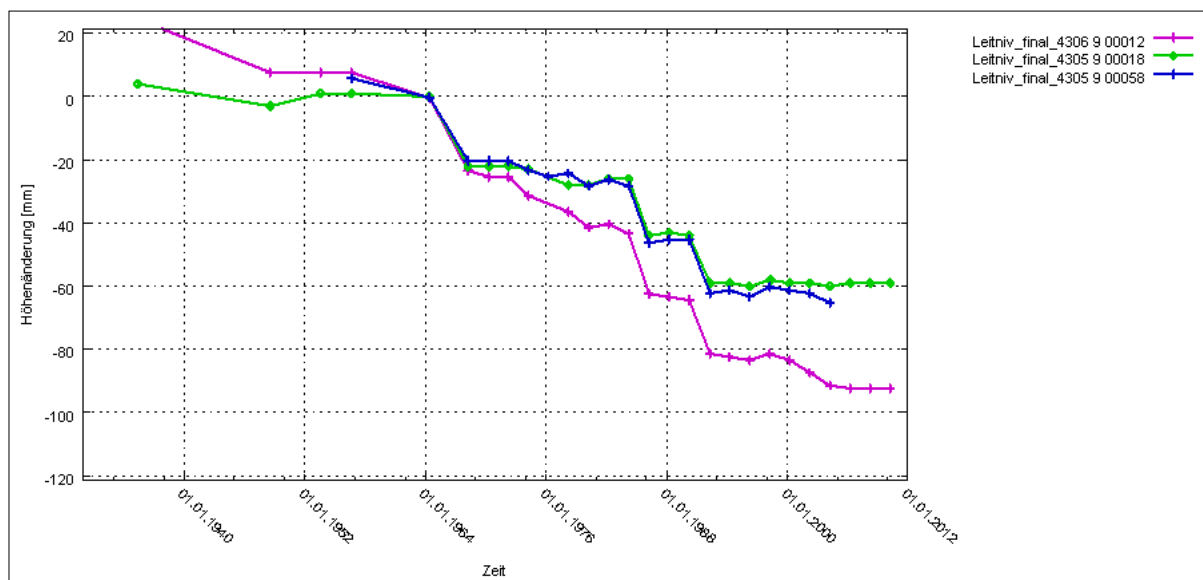


Abbildung 68: Zeit-Höhenänderungs-Diagramm 1.1.1930 – 1.1.2012 (Bezugszeitpunkt: 1.1.1964) für die Leitniv-Punkte in Friedrichsfeld (von Nord nach Süd) : 4305 9 00018 (grün), 4306 9 00058 (blau) und 4305 9 00012 (magenta).

Bei Betrachtung des Nord-Süd-Profils „Marienthal – Drevenack“ (Anhang A6) zeigen sich vergleichbare Senkungsraten in Marienthal und Brünen, auch unter Berücksichtigung des um 7 Jahre längeren Betrachtungszeitraum (ab 1968), jedoch mit einer Abnahme nach Süden in den stabileren Bereich Drevenack.

Das Profil „Borken – Raesfeld – Erle“ (Anhang A6), das sich weiter nördlich als die soeben betrachteten Profile befindet, zeigt am deutlichsten die Zunahme der

Senkungsraten nach Süden. Der Verlauf ist ab der Profillinie 1995 (blaue Linie) weitgehend linear.

Der überwiegende Teil der Ergebnisse der Messung von 1984 ist nicht erklärbar und deutet auf Fehler in den Messungen oder der Dokumentation hin.

Die Höhenänderungen der Punkte in Raesfeld (Zeitraum 1975 – 2009, Position ca. 8000 m, Anhang A6) besitzen vergleichbare Senkungsraten und -verläufe wie die Punkte in Brünen sowie vergleichbare Senkungsverläufe (Abbildung 66, grüne und cyanfarbene Linie).

Ähnliches ist auch im Nord-Süd-Profil „Groß Reken – Lembeck – Wulfen“ (Anhang A7) zu sehen. Im Bereich Groß Reken treten Senkungsraten von etwa 1,2 mm/a (bis 2002) auf (Abbildung 65, rote Linie), die in südlicher Richtung etwa linear zunehmen. In Lembeck (Abbildung 66, rote Linie; Anhang A7 – Position 10000m) werden bis 1992 vergleichbare Senkungsraten erreicht wie in Wesel (Abbildung 67, rote Linie), mit dem Unterschied, dass in Lembeck zwischen 2000 und 2006 erneute Senkungen eintreten.

Die graphische Gegenüberstellung der Profile „Borken – Raesfeld“ und „Groß Reken – Lembeck – Wulfen“ im Anhang A7 soll noch einmal die vergleichbaren Senkungsraten im Bereich Raesfeld und Groß Reken verdeutlichen.

Eine Gegenüberstellung der Profile „Marienthal – Drevenack“ und „Schermbek – Gahlen“ im Anhang A7 führt zu vergleichbaren Aussagen.

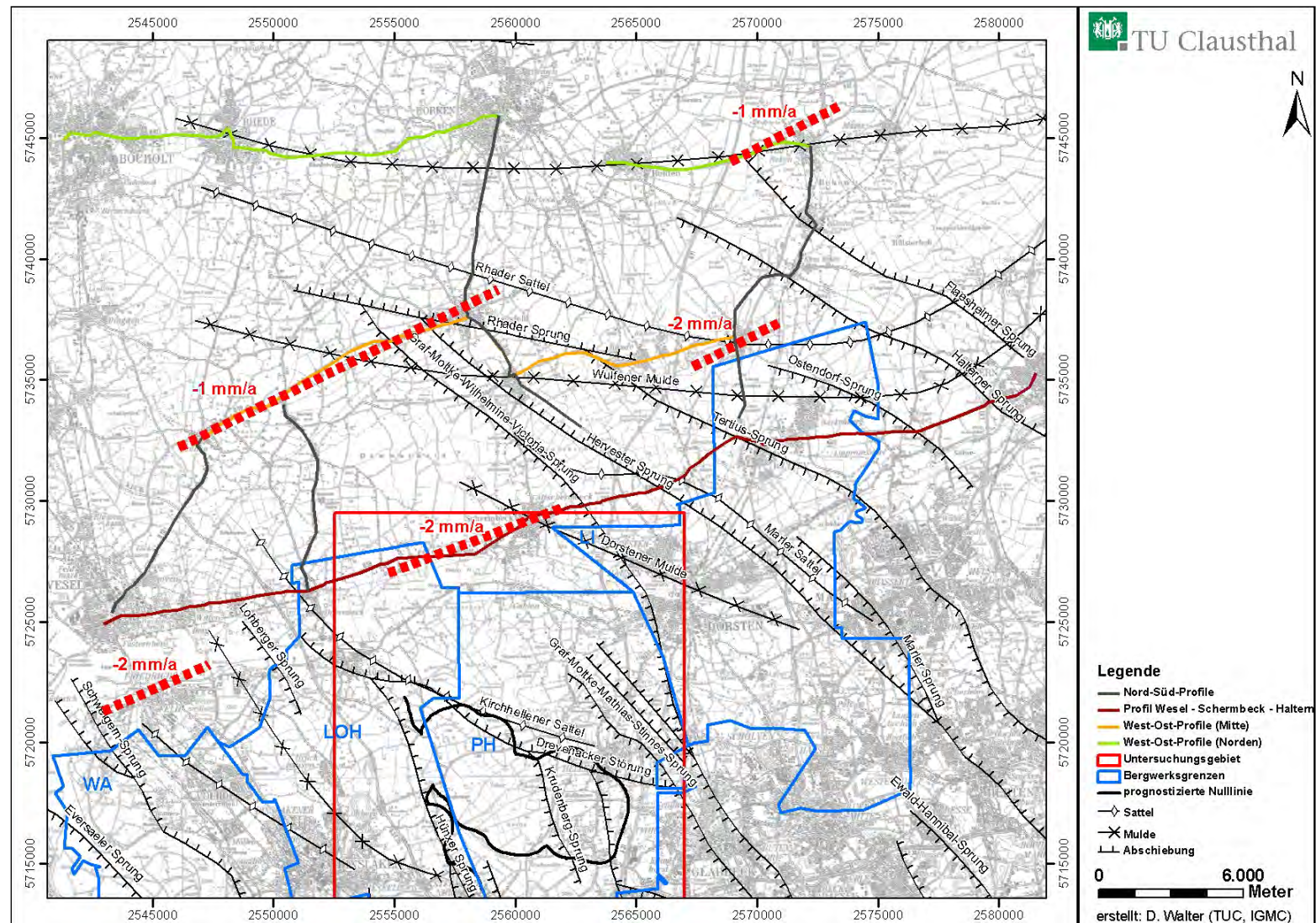


Abbildung 69: Lage der Profile und tektonischen Kreide-Strukturen; Überlagerung Linien gleicher Senkungsraten (mm/a).

■ Bewertung

Die Ausführungen lassen folgende Schlussfolgerungen entsprechend Abbildung 69 zu:

- „Linien gleicher Senkungsraten“ sind in Richtung der Linie „Brünen – Raesfeld“ und parallel dazu zu finden.
- Die Senkungsraten nehmen von NNW nach SSE (senkrecht zur Richtung „Brünen – Raesfeld“) linear zu (Raesfeld 1 mm/a, Wesel 2 mm/a), wobei über den Verlauf südlich der Linie „Wesel – Schermbeck – Haltern“ keine Aussagen möglich sind.
- Unter Berücksichtigung der „Linien gleicher Senkungsraten“ und Betrachtung des Verlaufs der weiteren Profillinien z. B. „Erle – Lembeck“ (nicht parallel!), ist keine Senkungszunahme von SWW nach NNE zu beobachten.
- Als besonders stabile Bereiche mit auffällig geringen Bewegungen sind Borken und Drevenack zu nennen, in denen außerdem seit 1992 keine Senkungen mehr festzustellen sind.
- Im Bereich zwischen Wulfen und Haltern werden großräumig zu beobachtende Senkungen durch eindeutig bergbaubedingte Höhenänderungen ab 1965 überlagert, wobei die Senkungsanteile nicht klar trennbar sind.
- Die nördlichen Bereiche weisen nach aktuellem Stand seit 2004 keine Bewegungen mehr auf.
- Im südlich betrachteten Bereich (Norden des Untersuchungsgebietes) können westlich von Schermbeck bereits seit 1992 keine Senkungen mehr festgestellt werden. Schermbeck, Lembeck und Wulfen zeigen dagegen Senkungen bis 2006.

Anhand der Beobachtungen könnte man auf eine großräumige Senkungsmulde mit lokalen (stabilen) Sockeln schließen. Die Streichrichtung der Senkungsmulde verläuft von NNW und SSE und fällt von Norden nach Süden ein. Die Muldenflanken sind im Westen im Bereich von Wesel und im Osten im Bereich der Stadt Haltern anzutreffen.

Eine Ursache für die großräumigen Senkungserscheinungen am Nordrand des Ruhrgebietes bleibt trotz der intensiven Untersuchungen weiter unbekannt. Eine Überlagerung mit den nachgewiesenen tektonischen Verwerfungslinien führte nicht zur Klärung und einer entsprechenden Zuordnung zu rezenten Krustenbewegungen.

8.4. DESKRIPTIVE ABSCHÄTZUNG DER SENKUNGSANTEILE

Höhenänderungen in Richtung der Schwerkraft können verschiedene Ursachen haben (Kapitel 4). In Abhängigkeit von ihrem Entstehungsort, dem Wirkungspfad sowie ihrer zeitlichen Wirkungsdauer können sie sehr kleinräumige bis großräumige Höhenänderungen unterschiedlicher Größenordnung verursachen sowie unmittelbar oder zeitversetzt über kurze oder große Zeiträume solche Höhenänderungen hervorrufen. Die zeitliche wie räumliche Überlagerung der verschiedenen Höhenänderungsanteile führt zu summarischen Höhenänderungen an der Tagesoberfläche, zu deren Beschreibung hier die Ergebnisse von zwei unabhängigen Messverfahren Verwendung fanden. Während die Nivellementsergebnisse teilweise über einen großen Zeitraum zur Verfügung stehen, jedoch aufgrund der geringen Punktdichte kaum eine flächenhafte Aussage über die verschiedenen Höhenänderungsanteile ermöglichen, bieten die PSI-Auswertungen von ENVISAT-Radardaten in vielen Bereichen (aber nicht flächendeckend) eine hohe Punktdichte und dort auch die Möglichkeit, kleinräumige Bewegungen und ihre Ursachen zu detektieren. Da Nivellements aus Kosten- und Verfahrensgründen nur in größeren Zeitabständen von Monaten und Jahren durchgeführt werden, können durch sie kurzzeitig unterschiedlich auftretende Höhenänderungsverläufe nicht erkannt werden. Werden jedoch, wie bei den Leitnivellements, Höhenmessungen über große Zeiträume durchgeführt, lassen sich langfristige Trends ableiten. Im Gegensatz dazu stehen Radardaten erst seit etwa 1992 und hier im konkreten Fall ENVISAT-Daten nur für einen kürzeren Zeitraum von weniger als 6 Jahren zur Verfügung. Damit und auch unter Berücksichtigung der geringeren Messgenauigkeit sind sehr kleine langfristig auftretende Höhenänderungen (wie z.B. infolge tektonischer Ursachen) signifikant kaum zu erfassen. Dagegen bieten sie aufgrund einer Wiederholrate von 35 Tagen die Möglichkeit, auch über kürzere Zeiträume eingetretene Höhenänderungen zu detektieren. Für eine erfolgreiche Ermittlung verschiedener ursachenspezifischer Höhenänderungsanteile wäre somit eine möglichst lange Zeitreihe von Radardaten vielversprechend.

Grundsätzlich ist die rekursive Ermittlung von Höhenänderungsanteilen ohne die Kenntnis von lokal und großräumig wirkenden Ursachen nicht möglich. Deshalb wurde im Rahmen dieser Arbeit Wert auf die möglichst vollständige Erfassung von Höhenänderungsursachen gelegt. Es muss jedoch festgestellt werden, dass aufgrund des verfügbaren Bearbeitungszeitraums und der Datenverfügbarkeit eine „vollständige“ Erhebung von Daten über die im Untersuchungsgebiet räumlich und zeitlich unterschiedlichen Ursachen nicht möglich war. Deshalb und im Hinblick auf im Raum wirkende „Hauptursachen“ fand eine Ursachenauswahl statt.

■ Auszuschließende Ursachen

Von den in Kapitel 4.2 und 4.3 genannten Ursachen können für die im Zeitraum 2003-2010 beobachteten Senkungen nordöstlich und östlich des prognostizierten Senkungsbereiches des BW Prosper-Haniel folgende Ursachen mit hoher Wahrscheinlichkeit ausgeschlossen werden:

- Klimaänderung (Temperatur, Niederschlag),
- GW-Absenkung durch Sumpfung des tiefen solehaltigen Grundwassers (da Schutz durch den Emscher-Mergel gegeben).

Einflüsse durch Bohrungen zur Erdwärmegewinnung mit nur lokal begrenzten Auswirkungen sind aufgrund fehlender Daten nicht untersucht worden.

■ Grundwasserbedingte Senkungsanteile

Insgesamt zeigen die Untersuchungen im Kapitel 8.2, dass im Untersuchungsgebiet aus den zur Verfügung stehenden Grundwasserdaten keine relevanten Veränderungen der Grundwasserhöhen abgeleitet werden können, die die erfassten Senkungen im Bereich von Kirchhellen und außerhalb der Senkungsnulllinie erklären ließen.

Grundwasserauswertungen im radarinterferometrisch ausgewerteten Zeitraum 2003-2010 zeigen keine signifikanten GW-Änderungen im betrachteten Gebiet (unabhängig davon aus welcher Ursache, z. B. Polderung, Drainage, sie entstanden sein könnten).

Die angenommene Mächtigkeit des wassergesättigten Raumes der Grundmoräne von 2 m erklärt bei einer Entwässerung und der daraus resultierenden Schrumpfung nicht die beobachteten Geländeabsenkungen. Es liegt die Vermutung nahe, dass dieses Phänomen der Schrumpfung durch Entwässerung in diesem Raum überprägt ist durch bergbauliche Einflüsse. Eine genaue Ursachenforschung bedarf weiterer Detailuntersuchungen.

Die im Untersuchungsraum seit langer Zeit stattfindende Gewinnung von Sanden und Kiesen sowie die Aktivitäten vergleichbarer Steine- und Erden-Tagebaubetriebe ließen eine temporäre Grundwasserabsenkung und dadurch ggf. hervorgerufene Senkungen vermuten. Da die Zeiträume der Abbauaktivitäten nicht bekannt waren und aus den verfügbaren Daten von Grundwassermessstellen ein entsprechender räumlicher Einfluss nicht ableitbar war, konnte dieser Einfluss hinsichtlich seinem Höhenänderungsanteil und der räumlichen Ausdehnung nicht spezifiziert werden. Lediglich an einer Stelle ist ein Zusammenhang zwischen der Brauchwasserförderung der Kalksteinwerke zwischen 1960 und 1970 in den GW-Änderungen zu vermuten, wobei unklar ist, wie groß ein überlagernder Einfluss des Steinkohlenbergbaus zu dieser Zeit war. Aufgrund geringer

Mächtigkeiten der relevanten Schichten in diesem Gebiet ist der Senkungseinfluss eher gering einzustufen.

■ Tektonisch bedingte Senkungsanteile

Die Untersuchungen in Kapitel 8.3 zeigen, dass am Nordrand des Ruhrgebietes großräumige Senkungserscheinungen auftreten. Aufgrund der Auswertung aktueller Messungen sind diese jedoch seit mindestens 2006 bis heute nicht mehr zu beobachten, wobei auch für einzelne ältere Zeitabschnitte ähnliche Beobachtungen gemacht werden können. Des Weiteren ist kein Zusammenhang zu bekannten tektonischen Störungen erkennbar, so dass auch eine entsprechende Zuordnung zu vermuteten lokalen oder regionalen Schollenbewegungen nicht möglich ist.

Trotz der nicht erkennbaren Zusammenhänge ist nicht ausgeschlossen, dass rezente Krustenbewegungen im Untersuchungsgebiet auftreten - wie in verschiedenen Theorien seit fast 100 Jahren vermutet wird -, die jedoch noch nicht eindeutig nachweisbar sind.

Unter der Annahme, dass es sich bei den aus den Leitnivellements nördlich des Untersuchungsgebietes beobachteten Senkungen um tektonisch bedingte Bewegungen handelt, könnte angenommen werden, dass sich diese auch bis in das Untersuchungsgebiet erstrecken. Ob in Fortsetzung dieses Einflusses nach Süden im Untersuchungsgebiet Senkungsraten von mehr als 1-2 mm/a auftreten, kann wegen der Überlagerung mit anderen Einflüssen nicht gesichert nachgewiesen werden. Es besteht jedoch Grund zu der Annahme, dass zwischen 2006 und 2010 keine Senkungen dieser Ursache im Untersuchungsgebiet aufgetreten sind, da in diesem Zeitraum an keinem Leitniv-Punkt nördlich des Betrachtungsbereiches (bergbaulich unbeeinflusst) Senkungen beobachtet wurden.

■ Auslaugungsbedingte Senkungsanteile

Ein ursächlicher Zusammenhang zwischen den beobachteten Senkungserscheinungen und einer Auslaugung der Zechsteinsalze kann anhand der dargestellten Untersuchungen nicht erkannt werden. Es ist sehr fraglich, ob sich eine Auslaugung von Salzen in der genannten Mächtigkeit und Teufenlage durch Nachbrechen der überlagernden Schichten bis an die Tagesoberfläche durchpausen kann. Des Weiteren wäre zum Lösen von Salzen im Perm das Vorkommen von Süßwasser erforderlich. Aus dem Steinkohlenbergbau sind hingegen zirkulierende hoch salinare Tiefenwässer im unteren Grundwasserleiter (Cenoman und Turon) sowie dem flözführenden Karbon bekannt. Gesättigte Lösungen sind nicht in der Lage weiteres Salz zu lösen. Weiterhin dürften die Fließraten durch das unverritzte Gestein sehr niedrig sein und die Fließwege lang. Des Weiteren kann aufgrund des erbohrten Anhydrits, direkt im Liegenden als auch im Hangenden des Salzhorizontes, das Vorkommen großer Grundwassermengen

ausgeschlossen werden, da sonst eine Umwandlung zu Gips stattgefunden hätte. Gips wurde jedoch in den genannten Bohrungen im Untersuchungsgebiet nicht angetroffen.

■ Altbergbauliche Senkungsanteile

Mögliche Bodenbewegungseinflüsse verursacht durch stillgelegte Bergwerke werden anhand von 5 ausgewählten Bereichen im Untersuchungsgebiet (Abbildung 70) näher erläutert.

Östlich, südlich und westlich des prognostizierten Einwirkungsbereiches des BW Prosper-Haniel sind altbergbauliche Hohlräume bekannt, die gegebenenfalls Resteinwirkungen an der Tagesoberfläche verursachen und sich mit Bodenbewegungen des aktiven Bergbaus überlagern. Nordöstlich des EW-Bereiches (Bereich 1) ist nach Informationen, die für das Gutachten zur Verfügung standen, kein Altbergbau bekannt. Die Ursachen für die im Bereich (1) auftretenden Senkungsraten von etwa 1 mm/a sind unbekannt. Weiter südlich davon, im Bereich (2) und (3), befand sich bis 1963 das BW Zweckel, dessen Lage der Abbauhohlräume den Gutachtern unbekannt ist. Im Bereich (2), dem ehemaligen Standort der Schächte Zweckel 1 und 2, traten zwischen 2003-2010 keine signifikanten Senkungstrends auf. Weiter südlich (3) betragen die Senkungsraten etwa 1-3 mm/a. Mögliche altbergbauliche Resteinwirkungen der Bergwerke Zweckel und Vereinigte Gladbeck (bis 1967) könnten ursächlich dafür sein, was jedoch ohne die Abbaugeometrien nicht nachweisbar ist. Da sich der Bereich (3) sehr nah am berechneten Senkungsbereich des BW Prosper-Haniel für den Zeitraum 01/1969 bis 10/2011 (magentafarbene Linie) befindet, ist es denkbar, dass ein Resteinfluss durch alte Grubenbaue des BW Prosper-Haniel vorhanden sein könnte.

Südöstlich des EW-Bereiches im Bereich von Bottrop muss anhand der aktuellen Senkungsraten von 2-3 mm/a von Resteinwirkungen alter Abbaue der Bergwerke Prosper-Haniel und Vereinigte Gladbeck ausgegangen werden, die nördlich von (4) durch aktive Abbaueinflüsse überlagert werden. Eine zusätzliche Überlagerung von Einflüssen durch Wasserhaltungsmaßnahmen (Polderung, Sümpfung) ist nicht auszuschließen, so dass aktive Abbaueinwirkungen nördlich von (4) zu einer Aktivierung im Gebirge verbliebener Bodenbewegungspotentiale geführt haben könnten.

Weiter westlich von dem Bereich (4) nehmen die Senkungsraten zu und betragen mehr als 3-5 mm/a im Bereich (5). Resteinwirkungen von ehemaligen Abbauen des BW Prosper-Haniel (ab 1969) bzw. Franz Haniel (1952-1968) sowie des 2005 stillgelegten benachbarten BW Lohberg/Osterfeld sind wahrscheinlich ursächlich für die zu beobachtenden Bodenbewegungen. Aufgrund nicht vorhandener PSI-Punkte nördlich von (5) können über einen räumlichen Zusammenhang zur prognostizierten Nulllinie des BW Prosper-Haniel keine Aussagen gemacht werden.

Die Aussage, dass es sich bei den zu beobachtenden Senkungstrends in den Bereichen (3) bis (5) in (Abbildung 70) um Bereiche mit altbergbaulichen Resteinwirkungen handelt, erfolgte fast ausschließlich aus räumlichen Zusammenhängen, im Rückschluss auch aus der Beobachtung, dass im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes kein großräumiger untertägiger Bergbau bekannt ist und in diesem Bereich auch keine signifikanten (großflächigen) Senkungstendenzen erkennbar sind.

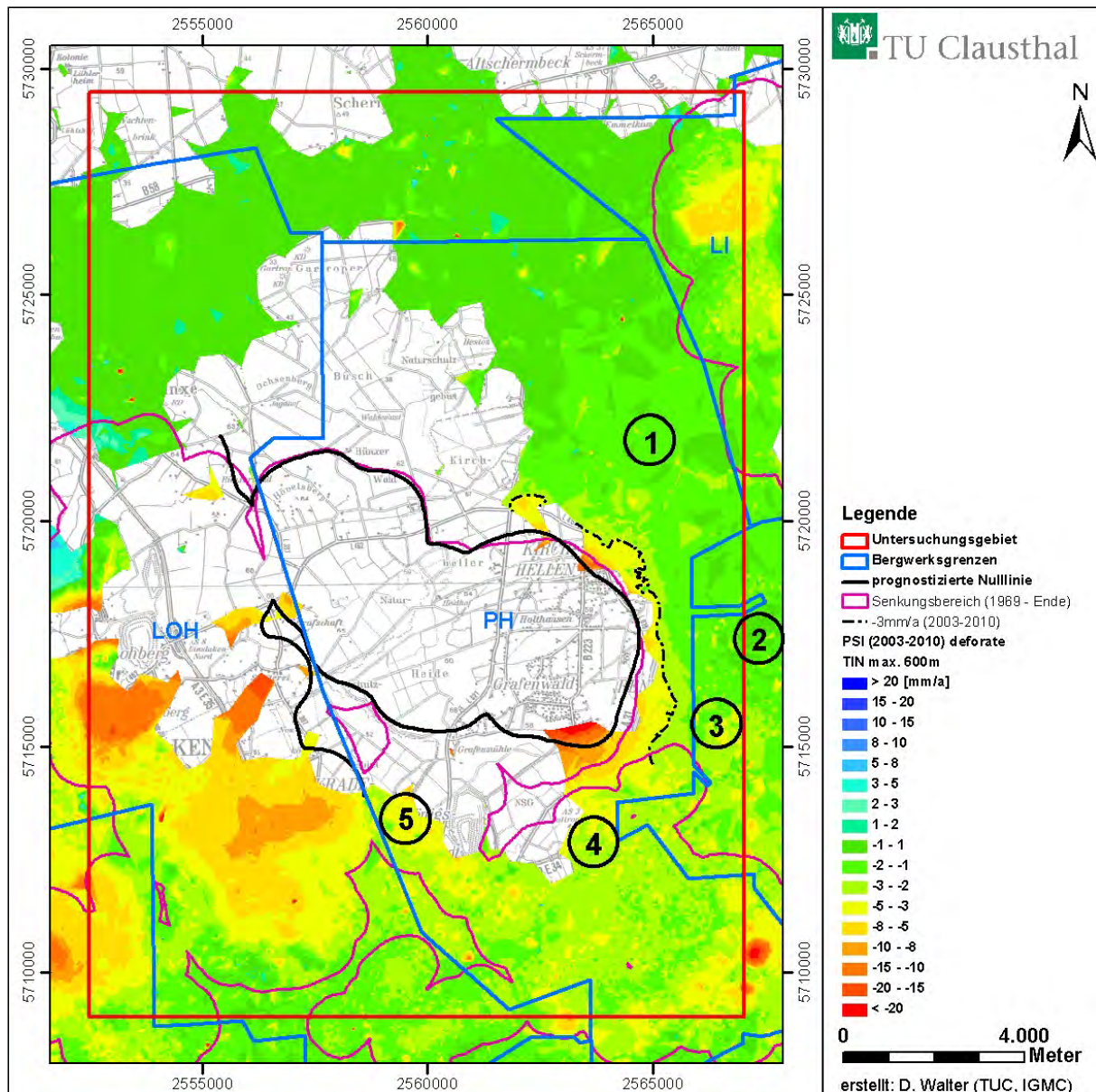


Abbildung 70: Lage ausgewählter Gebiete zur Erläuterung möglicher altbergbaulicher Resteinwirkungen und unbekannter Einflüsse.

■ Senkungsanteile aus dem aktiven Bergbau

In Gebieten, in denen es eindeutige Hinweise auf Resteinwirkungen aus dem Altbergbau gibt, ist eine Abgrenzung zu aktiven Abbaueinflüssen nicht möglich. Dies trifft insbesondere auf den Bereich südlich des prognostizierten EW-Bereiches des BW Prosper-Haniel zu.

Aus den radarinterferometrischen Auswertungen (Kapitel 8.1) ergeben sich jedoch für den Zeitraum 2003 bis 2010, auch in Übereinstimmung mit den entsprechenden nivellistisch ermittelten Höhenänderungen, deutliche Hinweise auf einen nennenswerten bergbaulichen Einflussanteil des aktiven Bergbaus auch außerhalb des prognostizierten Senkungsnullrandes.

Ein solcher inhaltlicher Zusammenhang kann aus folgenden Beobachtungen abgeleitet werden:

1. Die PSI-Ergebnisse lassen einen klaren räumlichen Zusammenhang zwischen den Senkungserscheinungen bis zu einer 3 mm/a-Senkungslinie (aber auch bis zur 2 mm/a-Senkungslinie) und dem prognostizierten Senkungsbereich des BW Prosper-Haniel im nördlichen und östlichen Bereich des Baufeldes Prosper-Nord erkennen.
2. Die zeitlich differenzierten Betrachtungen in Kapitel 8.1 ergaben aus dem Vergleich verschiedener Zeiträume Lageänderungen der abgeleiteten 3 mm/a-Senkungslinien (Abbildung 47). Eine Korrelation zwischen diesen Lageänderungen und den räumlichen wie auch zeitlichen Änderungen der Abbautätigkeiten ist nicht auszuschließen.
3. Die Höhenänderungsprofile in Anhang A3 zeigen Senkungen, die dem Trend der Flanke des Senkungstroges über den Senkungsnullrand hinaus folgen (wenn auch proportional zur Entfernung mit abnehmenden räumlichen Höhenänderungsgradienten).

8.5. ABGRENZUNG BERGBAULICHER BODENBEWEGUNGEN

Die folgenden Ausführungen beziehen sich nur auf Auswirkungen des untertägigen Steinkohlenbergbaus in Form von geometrischen Veränderungen der Tagesoberfläche. Diese bergbaubedingten Veränderungen (allgemein als bergbaubedingte Bodenbewegungen oder kurz als „Bodenbewegungen“ bezeichnet) zeigen sich in erster Linie als Höhenänderungen (Senkungen, Hebungen) und als Abstandsänderungen benachbarter Objekte (Zerrungen, Pressungen). Wegen der (betragsmäßig) dominierenden Senkungen infolge aktiver untertägiger Steinkohlengewinnung wird ein „bergbaulicher Einwirkungsbereich“ auch als „Senkungsbereich“ oder „Senkungsgebiet“ bezeichnet (natürlich immer bezogen auf den untertägigen Bergbau als Verursacher). In diesem Sinne wird mitunter ein „bergbaulicher Einwirkungsbereich“ auch verstanden

als ein bergbaulicher Senkungsbereich in Abgrenzung von Gebieten ohne jegliche Höhenänderungen verstanden. Gebiete ohne Höhenänderungen (mit einem Wert von exakt Null) sind jedoch auf unserer Erdoberfläche, wegen der vielen global als auch lokal wirkenden (anthropogenen und geogenen) Einflüsse (siehe Kapitel 4) nicht anzutreffen. Insofern konkretisiert sich die Aufgabe auf die Abgrenzung von bergbaulichen Senkungsbereichen und Gebieten mit nicht bergbaulich hervorgerufenen Höhenänderungen.

Die lagemäßige Festlegung und geometrische Beschreibung eines Senkungsbereiches kann erfolgen mit Hilfe:

- eines markscheiderischen Bodenbewegungsvorausrechnungsmodells (vor, während und nach einer Abbautätigkeit) und
- geeigneter Höhenänderungsmessungen (während und nach einer Abbautätigkeit).

Eine modellbasierte Berechnung der Lage und Ausdehnung eines Senkungsbereiches bietet vor allem folgende Vorteile:

- Die Ergebnisse beinhalten nur den Bergbaueinfluss, d. h. theoretisch ist eine scharfe Abtrennung zwischen beeinflussten und nicht beeinflussten Gebieten möglich.
- Bereits vor Abbaubeginn können Aussagen über erwartete Senkungen infolge eines geplanten Abbaus erhalten werden.
- Erwartete Senkungen können für beliebige Zeiträume und somit auch in ihrer dem Abbau folgenden dynamischen, räumlichen wie zeitlichen Veränderung berechnet werden.

Demgegenüber stehen vor allem folgende Nachteile:

- Die berechneten Senkungen und ihre räumliche Verteilung sind das Ergebnis einer Modellvorstellung und der Verwendung entsprechender Einflussparameter. Die Qualität der Ergebnisse, also die Annäherung der Ergebnisse an die („unbekannte“) Realität, ist geprägt durch das Modell, der Eingangs- und Einflussparameter.
- Unbekannte oder auch im Modell nicht berücksichtigte Einflussparameter (z. B. lokale Abweichungen vom angenommenen geologischen Aufbau) führen zu lokalen „Anomalien“, also (unbekannten) Abweichungen der vorausberechneten Senkungen von den tatsächlich eingetretenen Senkungen.

Wegen dieser Eigenschaften, werden in der Praxis zur Verifizierung der Modellergebnisse (und auch zur Anpassung eines Modells) begleitende Höhenänderungsmessungen zu ausgewählten Zeitpunkten und an ausgewählten Stellen durchgeführt.

Die lagemäßige Festlegung und geometrische Beschreibung eines Senkungsbereiches auf Grundlage von Höhenänderungsmessungen (BUSCH 2011) setzt voraus, dass die Messungen:

1. vor, während und nach Ende des Abbaus durchgeführt werden, um auch temporäre Variationen der räumlichen Verteilung der Höhenänderungen erkennen zu können;
2. in ihrem zeitlichen Abstand dem zeitlich veränderten Abbaugeschehen und der Senkungsgeschwindigkeit entsprechen;
3. flächendeckend (und über den prognostizierten Senkungsbereich hinaus) erfolgen, d.h. der räumliche Abstand der Messpunkte an die Anforderungen der Aufgabenstellung angepasst ist;
4. mit einer Genauigkeit durchgeführt werden, die die Anforderungen der Aufgabenstellung erfüllt.

Da solche Messungen das Ziel haben, Höhenänderungen relativ zu einem Zeitpunkt und relativ zu einem während des gesamten Beobachtungszeitraumes festen räumlichen Rahmens zu erhalten, müssen zur Überwachung eines hierfür notwendigen einheitlichen und stabilen Referenzsystems zusätzlich geeignete Messungen (und Analysen) durchgeführt werden.

Besteht, wie hier, die Aufgabe bergbauliche Senkungsbereiche in Abgrenzung von nicht bergbaubeeinflussten Gebieten zu detektieren, ist sicherzustellen, dass die erfassten Höhenänderungen auch „nur“ durch den bergbaulichen Einfluss entstanden sind. Da bekannt ist, dass auch andere Ursachen räumlich und zeitlich variierende Höhenänderungen groß- und kleinräumig verursachen (Kapitel 4) und auch ggf. den bergbaulichen Anteil überlagern (verstärken oder mindern) können, ist die Bestimmung von bergbaubedingten Senkungen und damit auch eines Senkungsgebietes prinzipiell mit (lokal und zeitlich variierenden) Unsicherheiten versehen. Ohne hier auf prinzipiell denkbare Möglichkeiten zur Reduzierung dieser „Interpretationsunsicherheiten“ einzugehen, ist festzuhalten, dass alleine schon aus diesem Grund eine räumlich exakte Abgrenzung von bergbaulichen Senkungsbereichen und nicht bergbaubeeinflussten Gebieten aus den Ergebnissen durchgeführter Messungen unmöglich ist.

Trotzdem wurde der Versuch unternommen, Senkungserscheinungen außerhalb des prognostizierten bergbaulichen Einwirkungsbereiches des BW Prosper-Haniel zu detektieren, da zumindest für den Zeitraum 2003-2010 nicht nur verschiedene Nivellementsergebnisse an räumlich weit verteilten Stellen vorlagen, sondern vor allem zeitliche wie räumliche relativ dichte Höhenänderungsinformationen durch die ENVISAT-

Daten (und damit auch aus einer unabhängigen Quelle) zur Verfügung standen. Unter Berücksichtigung der zuvor genannten „Überlagerungsproblematik“ erwies sich, wie auch in den Abschnitten zuvor schon begründet wurde, das Gebiet nördlich, nordöstlich und östlich des prognostizierten EW-Bereiches als besonders geeignet. Die Fokussierung auf dieses Gebiet erfolgte insbesondere

- wegen der Datenlage (relativ dichte räumliche Verteilung von PSI-Punkten) und
- da (wahrscheinlich) keine oder nur geringfügige nachweisbaren Einwirkungen aus anderen Ursachen vorliegen.

Leider sind wegen der ländlichen Prägung in großen Teilen des Einwirkungsbereiches keine radarinterferometrischen Ergebnisse ermittelbar gewesen.

Wie in den Kapiteln 7.4 und 8.1 dargestellt und begründet, besitzt das angewandte radarinterferometrische Verfahren (PSI) bei Verwendung der ENVISAT-Daten eine durchschnittliche Genauigkeit für jede einzelne Höhenänderung (in einer PSI-Zeitreihe) in der Größenordnung von ca. 4 mm. Durch Ableitung eines Trends der Höhenänderungen für jede einzelne Zeitreihe mittels Ausgleichsrechnung nach der Methode der kleinsten Quadrate kann, wie in Kapitel 7.4 dargestellt, unter Benutzung einer so ermittelten Höhenänderungsrate [mm/a] die Genauigkeit einer Höhenänderung (z. B. über den gesamten Untersuchungszeitraum 2003-2010) zu durchschnittlich 1,6 mm, also kleiner als 2 mm, bestimmt werden. Damit besteht, zumindest statistisch betrachtet, die „theoretische“ Möglichkeit statistisch signifikante Höhenänderungen von größer 5 mm zu detektieren. Dies führte zu dem Versuch, mittels eines Interpolationsansatzes (TIN 600) Linien gleicher Höhenänderungen in Schrittweiten von 5 mm zu generieren. Das in Abbildung 32 gezeigte Ergebnis führte zu dem Schluss, dass mit hoher Sicherheit Aussagen über bergbaubedingte Höhenänderungen (Senkungen) erst für ein Gebiet innerhalb der -15 mm Linie (also in Richtung auf den Abbau) gemacht werden können (Abbildung 33, Abbildung 34).

Analog zu der Verwendung von Höhenänderungsdaten [mm] erfolgten Versuche zur Gebietsabgrenzung auf Basis von berechneten Höhenänderungsraten [mm/a]. Wie in Kapitel 7.4, Abschnitt „Höhenänderungsraten“ dargestellt, beträgt die Standardabweichung so berechneter Höhenänderungsraten im Mittel 0,24 mm/a. Somit kann hier eine Höhenänderungsrate von größer als 0,7 mm/a (aufgerundet 1 mm/a) als signifikant angesehen werden. Eine Ausweisung von Gebieten mit Bewegungsraten kleiner als 1 mm/a (0,7 mm/a) ist somit aus statistischer Sicht unsicher. Hierauf aufbauend erfolgte deshalb der Versuch mit dem Interpolationsansatz (TIN 600) Linien gleicher Höhenänderungsraten in Schrittweiten von 1 mm/a zu generieren. Für das in dieser Untersuchung betrachtete Gebiet ergab sich aus statistischer Sicht eine Abgrenzung in Gebiete innerhalb der -2 mm/a – Linie und außerhalb dieser Linie als belastbar (Abbildung 29, Abbildung 30).

Vergleicht man die Ergebnisse zur Gebietsbegrenzung aus Höhenänderungen und Höhenänderungsraten, so ergeben sich aufgrund der Berechnungsweisen unter Berücksichtigung eines Beobachtungszeitraumes von ca. 6,8 Jahren nahezu identische Werte. Somit bleibt noch zu klären, ob für eine Abgrenzung in diesem konkreten Fall eine Linie gleicher Höhenänderungen [mm] oder gleicher Höhenänderungsraten [mm/a] geeigneter ist. Da in beiden Fällen solche Angaben nur sinnvoll sind, wenn sie sich auf einen (immer) zu benennenden konkreten Zeitraum beziehen, und unter Berücksichtigung des Zeitraumes die gleichen Aussagen beinhalten, möchten wir von einer Empfehlung absehen. Da bei Verwendung von Senkungsraten [mm/a] fachlich unkorrekt „Hochrechnungen“ auf einen größeren Zeitraum als den Gültigkeitszeitraum mitunter nicht auszuschließen sind, könnte es sinnvoll sein, Linien gleicher Höhenänderungen zu verwenden. Andererseits soll nicht unerwähnt bleiben, dass, allerdings mit einer etwas anderen Zielsetzung, in einem kürzlich erschienen Artikel (HEITMANN et al. 2012) der Vorschlag einer Abgrenzung mittels einer -3 mm/a – Linie gemacht wurde.

Abschließend soll noch einmal betont werden:

1. Die erzielten Ergebnisse basieren auf radarinterferometrischen Auswertungen von ENVISAT-Daten. Diese zeigen eine gute Übereinstimmung mit nivellitisch ermittelten Ergebnissen.
2. Die Ableitung einer 0 mm-Senkungslinie aus Messdaten ist unsinnig und nicht belastbar (siehe auch die Anmerkung am Ende von Kapitel 7.4).
3. Die Ableitung einer -2 mm/a (oder auch -3 mm/a) – Linie der Senkungsraten oder einer -15 mm (oder auch -20 mm) – Linie der Senkungen für das beschriebene Gebiet wird im Hinblick auf eine Abgrenzung als belastbar angesehen.
4. Die erzielten Ergebnisse gelten nur für den untersuchten Bereich Kirchhellen-Rentfort. Die Abgrenzung eines Bodenbewegungsbereiches ist in anderen Teilgebieten des gesamten bergbaulichen Einwirkungsbereiches des BW Prosper-Haniel aufgrund der Datenlage nicht möglich.
5. Eine Übertragung der Ergebnisse auf Einwirkungsbereiche anderer aktiver oder stillgelegter Bergwerke ist spekulativ und ohne entsprechende Auswertungen geeigneter Daten (wenn vorhanden) unseriös.

9. ZUSAMMENFASSUNG UND SCHLUSSFOLGERUNGEN

Aus der Höhenzeitfolgedatei der Bezirksregierung Köln wurden Senkungen und Senkungstendenzen außerhalb des im aktuellen Rahmenbetriebsplan für das Bergwerk Prosper-Haniel der RAG AG dargestellten Senkungsnullrandes ermittelt. Da an der Tagesoberfläche beobachtbare Höhenänderungen verschiedene sich überlagernde Ursachen haben können, sollte im Rahmen des Gutachtens untersucht werden, welche Ursachen, speziell in der Ortslage Bottrop-Kirchhellen und deren Umfeld, zu den dokumentierten Senkungen geführt haben könnten. Diese Aufgabenstellung bedingte einerseits eine umfangreiche Recherche der in dem Untersuchungsgebiet bekannten senkungsrelevanten Ursachen sowie andererseits - nicht zuletzt auch zu Ihrer Verifizierung - eine unabhängige Erhebung von räumlich und zeitlich verdichteten Höhenänderungen.

Zur Ableitung solcher Höhenänderungen standen aus unterschiedlichen Quellen nivellistisch gewonnene Höhenänderungen (punktweise, für verschiedene Zeiträume und in unterschiedlich großen zeitlichen und räumlichen Abständen) sowie Radardaten des Satelliten ENVISAT (für den Zeitraum von Dezember 2003 bis Oktober 2010) zur Verfügung. Die radarinterferometrische Auswertung dieser ENVISAT-Daten führte zu räumlich sowie zeitlich verdichteten Informationen über Höhenänderungen im Untersuchungsgebiet. Beide völlig unabhängigen Verfahren ergänzen sich und ermöglichen eine gegenseitige Überprüfung der erzielten Ergebnisse. Dort, wo ein unmittelbarer Vergleich lokal möglich war, ergaben sich unter Berücksichtigung ihrer typischen verfahrens- und genauigkeitsbedingten Unterschiede gleichartige Höhenänderungen. So konnten auch die für den Zeitraum 2003-2010 im Raum Kirchhellen nivellistisch festgestellten Höhenänderungen bestätigt werden. Weitergehende Aussagen zu Höhenänderungen nach Oktober 2010 waren nicht möglich, da die Ergebnisse des Leitnivellements 2012 im Bearbeitungszeitraum noch nicht zur Verfügung standen und Datenaufzeichnungen des Satelliten ENVISAT für radarinterferometrische Anwendungen im Oktober 2010 durch den Betreiber eingestellt wurden.

Zur Ermittlung potentieller Bodenbewegungsursachen im Untersuchungsgebiet erfolgte nach umfangreicher fachlicher Diskussion genereller Ursachen eine spezifische Sammlung von ursachenrelevanten Daten für den Untersuchungsraum. Alle zur Verfügung gestellten und selbst ermittelten Daten wurden so aufbereitet, dass sie in einem definierten Bezugssystem für eine GIS-technische Bearbeitung gemeinsam genutzt werden konnten.

Für die im Gutachten zu beantwortende Fragestellung war eine intensive Auswertung des sehr umfangreichen Datenmaterials notwendig. Es zeigte sich, dass einige potentielle und vermutete Einflüsse aufgrund räumlicher und zeitlicher Datendefizite sowie der teilweise unzureichenden Datenqualität nicht verifiziert werden konnten.

Dies betrifft im Wesentlichen Grundwasserstandsänderungen, welche z. B. durch Abgrabungsaktivitäten oder Grundwassergewinnung verursacht sein können. Eine entsprechende Korrelation von Grundwasserstandsänderungen und Höhenänderungen konnte weder aus den Nivellementsdaten noch aus den Radardaten, für einen kürzeren Zeitraum, zweifelsfrei abgeleitet werden.

Umfangreiche Recherchen und Analysen der, auch über den Untersuchungsraum hinaus, vorliegenden und untersuchten Höhenänderungsdaten geben zwar Hinweise auf tektonisch verursachte Bodenbewegungen, lassen aber zweifelsfreie Aussagen über entsprechende Höhenänderungsanteile im konkreten Untersuchungsraum nicht zu.

Anhand der radarinterferometrischen Messungen konnten die bereits durch die Nivellements außerhalb des vom BW Prosper-Haniel nachgewiesenen Höhenänderungen zum einen bestätigt werden, zum anderen die Senkungsinformationen räumlich und zeitlich deutlich verdichtet werden. Mittels eines räumlichen Interpolationsverfahrens und unter Berücksichtigung der Mess- und Interpolationsgenauigkeit wurde aus den Radardaten für den Zeitraum von Dezember 2003 bis Oktober 2010 ein Senkungsbereich im Großraum Kirchhellen konstruiert. Eine Ausweisung von Gebieten mit Bewegungsraten kleiner als 1 mm/a erwies sich aus statistischer Sicht als unsicher. Für das in dieser Untersuchung betrachtete Gebiet ergab sich aus statistischer Sicht eine Abgrenzung in Gebiete innerhalb der -2 mm/a – Linie und außerhalb dieser Linie als belastbar. Ebenfalls wurden analog hierzu mittels eines Interpolationsansatzes Linien gleicher Höhenänderungen in Schrittweiten von 5 mm generiert. Diese Untersuchungen führten zu dem Ergebnis, dass mit hoher (statistischer) Sicherheit Aussagen über Senkungen erst für ein Gebiet innerhalb der -15 mm - Linie (also in Richtung auf den Abbau) gemacht werden können.

Unabhängig davon, ob eine solche Abgrenzung durch eine -15 mm – Linie der Senkungen oder eine -2 mm/a – Linie der Senkungsraten erfolgt, ist festzuhalten, dass dieser so begrenzte Bereich außerhalb der „Senkungsnulllinie“ des aktuellen Rahmenbetriebsplans für das Bergwerk Prosper-Haniel liegt. Die Konstruktion dieser Begrenzungslinien und damit eine Abgrenzung zu nicht oder kaum beeinflussten Gebieten war nur im Nordosten und Osten des prognostizierten Senkungsbereiches des BW Prosper-Haniel möglich, da in den weiteren Gebieten um den EW-Bereich keine PSI-Punkte detektiert werden konnten oder z. B. im südöstlichen Bereich eine Überlagerung mit altbergbaulichen Einflüssen dieses verhinderte.

Solche flächenhaften Aussagen (in kartographischen Darstellungen ausgedrückt z. B. durch Linien gleicher Höhenänderungen) sind infolge des verwendeten Interpolationsverfahrens „geglättet“. So gewonnene und damit generalisierte visualisierte flächenhafte Aussagen über Höhenänderungen besitzen deshalb lokal nur eine geringere Qualität (z. B. an Stellen mit eng begrenzten objektspezifischen Höhenänderungsauswirkungen). Ebenso ist die lagemäßige Ausweisung von Linien zur

Abgrenzung von flächenhaft ausgeprägten Höhenänderungsgebieten, insbesondere im Bereich von Höhenänderungen um „Null“, unsicher.

Verschiedene Analysen geben eindeutige Hinweise darauf, dass die Hauptursache im Großraum Kirchhellen für den so definierten Senkungsbereich im Zeitraum 2003-2010 im aktiven Steinkohlenbergbau liegt. Aufgrund der Datenlage kann jedoch nicht zweifelsfrei ausgeschlossen werden, dass die in diesem Bereich und für diesen Zeitraum ermittelten Höhenänderungen neben dem aus dem aktiven Bergbau resultierenden Senkungsanteil auch zeitlich und räumlich variierende Anteile anderer Ursachen enthalten.

Zur weitergehenden und räumlich wie zeitlich detaillierteren Untersuchung solcher bergbaufremder oder auch altbergbaulicher Ursachen und Höhenänderungsanteile sind weitere Datenerhebungen, Modellierungen und fachspezifische Interpretationen notwendig, die in dem zeitlich vorgegebenen Rahmen nicht möglich waren. Hierbei kommen der räumlichen und zeitlichen Auflösung solcher Daten, der Datenqualität sowie ggf. auch der Ausweitung des Untersuchungsraumes und -zeitraumes im Hinblick auf großräumige und langsam ablaufende Höhenänderungen eine Bedeutung zu. Erst wenn solche Daten neu erhoben und ihr Informationsgehalt durch Modellierung in ihrer Aussagefähigkeit verbessert sind, können quantitative Aussagen zu Höhenänderungsanteilen verschiedener Ursachen erfolgen.

Aus den durchgeführten Untersuchungen ergeben sich folgende konkrete Handlungsempfehlungen, die im Hinblick auf diese Zielsetzung umsetzbar erscheinen:

1. Weitere Untersuchungen zu großräumigen tektonisch bedingten Bodenbewegungen
2. Detailuntersuchungen im Bereich der Grundmoränenablagerungen
3. Ausweitung der Radarsatellitenauswertungen (räumlich wie zeitlich)
4. Recherche und Beschaffung qualitativ hochwertiger Fachdaten, die Hinweise auf weitere Bewegungsursachen geben.

Die Autoren und Bearbeiter dieses Gutachtens danken der Abteilung 6 der Bezirksregierung Arnsberg, der Stadt Bottrop, der RAG AG, dem Geologischen Dienst NRW, dem LANUV und der Bezirksregierung Köln (Abt. 7 – GEObasis.nrw) für die gute Zusammenarbeit und die unkomplizierte Bereitstellung der Daten und Informationen.

10. SCHRIFTENVERZEICHNIS

10.1. LITERATUR

ARBEITSKREIS WASSERWERKE HALTERNER SANDE (2002): *Wasserschutzgebiet Holsterhausen / Üfter Mark der RWW Rheinisch-Westfälische Wasserwerksgesellschaft mbH.* – 2 S., 1 Tab.; Gelsenkirchen. [Online unter: http://www.awhs.de/Wasserschutzgebiete/wsg_rww_text.pdf, abgerufen am 03.02.2012].

BEZREG (1998): *Richtlinien für die Ausführung des Leitnivelements im Bezirk des Landesoberbergamtes Nordrhein-Westfalen.* Herausgegeben vom Landesoberbergamt NRW und Landesvermessungsamt NRW am 23.12.1998.

BÖGLI, A. (1978): *Karsthydrographie und physische Speläologie.* – 292 S., 160 Abb., 59 Tab., 12 Taf.; Berlin, Heidelberg (Springer). - ISBN 3-540-09015-0.

BOJE, R., GSTIRNER, W., SCHULER, D. & SPATA, M. (2008): *Leitnivelements in Bodenbewegungsgebieten des Bergbaus - eine langjährige Kernaufgabe der Landesvermessung in Nordrhein-Westfalen.* – NÖV NRW 3/2008: 33-42, 6 Abb., 2 Tab.; Düsseldorf.

BUSCH, W. (2011): *Monitoring großflächiger Bodenbewegungen.* - In: Busch, W., Niemeier, W. & Sörgel, U. [Hrsg.]: *Geomonitoring Tagung 2011 – Ein Paradigmenwechsel zur Beherrschung von Georisiken*, 3.-4. März 2011 Clausthal-Zellerfeld, 47-63; Clausthal-Zellerfeld.

COLDEWEY, W. G. (1976): *Hydrogeologie, Hydrochemie und Wasserwirtschaft im mittleren Emschergebiet.* - Mitt. der Westfälischen Berggewerkschaftskasse, 38: 143 S., 15 Abb., 33 Tab., 71 Anl.; Bochum. – [Dissertation]

COLDEWEY, W. G. (1991): *Hydrogeologie des Ruhrgebietes – Bedeutung für Wasserwirtschaft und Hydrographie.* - In: Schumacher, H. & Thiesmeier, B. [Hrsg.]: *Urbane Gewässer*, 413-426, 9 Abb.; Essen.

DEUTSCHER WETTERDIENST (DWD) (2012): *Klimadaten im KL-Standardformat – Messreihen der Klimastation Düsseldorf (1969 – 1999 und 2000 – aktuell).* Online unter: http://www.dwd.de/bvbw/appmanager/bvbw/dwdwwwDesktop?_nfpb=true&_pageLabel=_dwdwww_menu2_leistungen_az_freiemetinfos&T115202758871200642573928gsbDocumentPath=Navigation%2FOeffentlichkeit%2FKlima__Umwelt%2FKlimadatenzentren%2FNKDZ%2Fkldaten__akt%2Fausgabe__standardformat__node.html%3Fnnn%3Dtrue [abgerufen am 12.01.2012].

DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (2002): *Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002.* – 1. Auflage: 1 Tab.; Potsdam (DSK).

DIN 4107 (1978): Baugrund- Setzungsbeobachtungen an entstehenden und fertigen Bauten. – in: Beuth (2002): DIN-Taschenbuch 113 – Erkundung und Untersuchung des Baugrunds. – 7 S., 4 Abb., 1 Tab.; Berlin Beuth).

GEOLOGISCHES LANDESAMT NORDRHEIN-WESTFALEN (1995): *Geologie im Münsterland.* – 195 S., 50 Abb., 6 Tab., 1 Anl.; Krefeld (GLA).

HAHNE, C. & SCHMIDT, R. (1982): *Die Geologie des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes.* - 106 S., 88 Abb., 11 Tab., 1 Anl.; Essen (Verlag Glückauf).

HEITMANN, S., HOVEKAMP, A., KLEIN, W., MENGEDE, S. & MUSIEDLAK, J. (2012): *Die Ermittlung von Bodenbewegungsgebieten in Nordrhein-Westfalen.* - NÖV NRW 2/2012: 24-27, 1 Abb.; Düsseldorf.

HÖLTING, B. COLDEWEY, W. G. (2012): *Hydrogeologie – Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie.* - 8. Auflage, 438 S., 137 Abb., 92 Tab.; Heidelberg (Spektrum). - [im Druck]

HOLTRUP, O. (1999): *Der Einfluß von Grundwasserabsenkungen auf Bewegungen an tektonischen Verwerfungen im Süden der Venloer Scholle (Niederrhein, Nordrhein-Westfalen).* – scriptum - Arbeitsergebnisse aus dem Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen, H. 5: 5-47, 20 Abb., 4 Tab.; Krefeld (GLA).

JACOBS, E., LINDSTROT, W. (1980): *Geodätische Präzisionsmessungen zur Untersuchung rezenter Bodenbewegungen am Nordrand des Ruhrgebietes.* Forschungsbericht des Landes Nordrhein-Westfalen, Fachgruppe Bergbau/Energie, Nr. 2934: 125 S., 40 Abb., 4 Anl., 1 Kt.; Opladen (Westdeutscher Verlag). - ISBN 3-531-02934-7.

KÖRNER, B. (1927): *Bodensetzungserscheinungen bei Grundwasserabsenkungen.* – Die Bautechnik, H. 42: 614-615, 2 Abb.; Berlin (Ernst & Sohn).

KRATZSCH, H. (1997): *Bergschadenkunde.* – 2. Auflage: 844 S.; Deutscher Markscheider-Verein e.V., Bochum. - ISBN 3-00-001661-9.

KRAUS, K. (2000): *Photogrammetrie. Band 3. Topographische Informationssysteme.* Dümmler, Köln.

KUKUK, P. (1938): *Geologie des niederrheinisch-westfälischen Steinkohlengebietes.* - 706 S., 743 Abb., 48 Tab., 14 Taf., Berlin.

LANDESAMT FÜR NATUR, UMWELT UND VERBRAUCHERSCHUTZ NORDRHEIN-WESTFALEN (LANUV) (2010): *Klima und Klimawandel in Nordrhein-Westfalen – Daten und Hintergründe.* – LANUV-Fachbericht 27: 57 S., 34 Abb., 3 Tab.; Recklinghausen.

LEHMANN, K. (1919): *Bewegungsvorgänge bei der Bildung von Pingen und Trögen.* In: Glückauf, Heft 20.

LGRB (2010): *Geologische Untersuchungen von Baugrundhebungen im Bereich des Erdwärmesondenfeldes beim Rathaus in der historischen Altstadt von Staufen i. Br., Sachstandbericht des Landesamtes für Geologie, Rohstoffe und Bergbau, Regierungspräsidium Freiburg, Baden-Württemberg, 1.3.2010.*

LOSEN, H. & KONRADS, B. (2001): *Neue Erkenntnisse zur Geologie und Hydrogeologie – Vortrag aus der Informationsveranstaltung zum Wasserschutzgebiet Holsterhausen / Üfter Mark am 21. Juni 2011 im Wasserwerk Dorsten-Holsterhausen der RWW Rheinisch-Westfälische Wasserwerksgesellschaft mbH. RWW-Fachberichte: 25 S., 7 Abb.; Köln.*

LANDESVERMESSUNGSAMT NORDRHEIN-WESTFALEN (LVERMA NRW) (2003): *Deformationsanalyse der Erdoberfläche - eine Aufgabe des Landesvermessungsamtes NRW. Leitnivelement-Konzept vom 10.11.2003 (AZ 11-1420), nicht veröffentlicht.*

MEINERS, H.G. (1986): *Hydrogeologie und Grundwasserhaushalt im westlichen Bereich der Halterner Sande unter besonderer Berücksichtigung von Leakage. - In: Mitteilungen Ing. u. Hydrogeol., 25: 1-111, 17 Abb., 3 Tab., 21 Anl.; Aachen.*

PLACZEK, D. (1982): *Untersuchungen über das Schwindeverhalten bindiger Böden bei der Trocknung unter natürlichen Randbedingungen. – Mitteilungen aus dem Fachgebiet Grundbau und Bodenmechanik, H. 3: 204 S., 80 S., 13 Tab.; Essen.*

PREUß, A. (2011): *Betrachtung des Grenzwinkels des Bergwerks Prosper-Haniel der RAG Aktiengesellschaft. Kurzgutachten von Prof. Dr.-Ing. A. Preuß, RWTH Aachen, erstellt für die RAG Aktiengesellschaft. – 24 S., 15 Abb., 3 Anl.; Aachen (RWTH) – [Entwurf].*

SAILER, C. (1992): *Hydrogeologische Untersuchungen zur Subsidenz im südlichen Stadtgebiet von Mönchengladbach. Diplomarbeit RWTH Aachen [unveröff.].*

SANDERS, E., KLEIN, W. & SPATA, M. (2007): *Zusammenstellung der NN-Höhen der Unterirdischen Festlegungen (UF) innerhalb von Nordrhein-Westfalen. - NÖV NRW 3/2007: 16-34, 9 Abb., 4 Tab.; Düsseldorf.*

SCHMIDT, H.-H. (2006): *Grundlagen der Geotechnik. – 3. Auflage, 720 S., 537 Abb., 91 Tab.; Wiesbaden (Teubner).*

THIERMANN, A. (1971): *Zechstein. - In: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen (1978): Der Niederrhein. – 2. Aufl., 48 S., 15 Abb., 3 Tab.; Krefeld (GLA).*

UDLUFT, H. (1950): *Der Nachweis rezenter Bodenbewegungen durch die Nivellements von hoher Genauigkeit. Zeitschrift für Vermessungswesen (ZfV), 1950, S. 250-253.*

WALTER, D. (2011): *Systematische Einflüsse digitaler Höhenmodelle auf die Qualität radarinterferometrischer Bodenbewegungsmessungen. Dissertation an der TU Clausthal, Institut für Geotechnik und Markscheidewesen - [noch nicht erschienen]*

WALTER, D. & BUSCH, W. (2006): Betrachtungen zur flächenhaften Ermittlung von Höhenänderungen. In: 7. Geokinematischer Tag. I. Niemeyer, A. Sroka & R. Wittenburg (Hrsg.) Schriftenreihe des Instituts für Markscheidewesen und Geodäsie der TU Bergakademie Freiberg, Heft 2006-1, Verlag Glückauf GmbH, Essen, Germany, ISBN 3-7739-1510-1, pp. 42-57, 2006.

WEIBNER, H. A. J. (1929): *Der Nachweis jüngster tektonischer Bodenbewegungen in Rheinland und Westfalen.* - Inaugural-Dissertation, Hohe Philosophische Fakultät, Universität Köln: 50 S., 24 Abb., 23 Tab., 1 Kt.; Köln.

WOLANSKY, D. (1966): *Die Hydrogeologie des Deckgebirges im niederrheinisch-westfälischen Revier.* – 17 S., 6 Taf.; Bochum (WBK).

WREDE, V., MEYER, B., PAAS, W. & VIETH-REDEMANN, A. (2000): *Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25.000 – Erläuterungen zu Blatt 4407 Bottrop.* - 2. Aufl.: 144 S., 19 Abb., 14 Tab., 3 Taf.; Krefeld (Geologisches Landesamt).

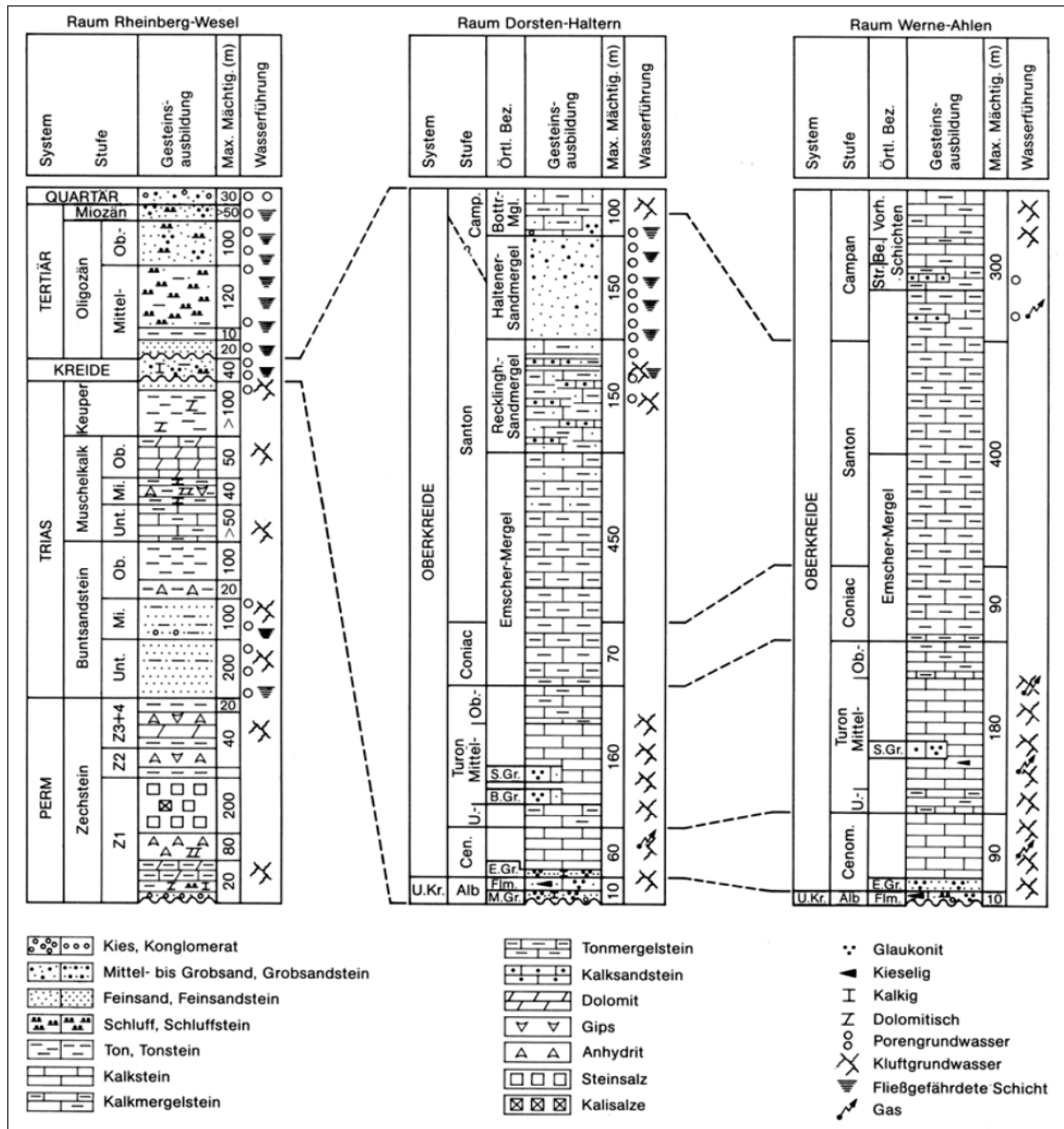
10.2. KARTEN

SEMMLER, W., KÖTTER, K., BIRK, F. & RUDKOWSKI, H. (1963): Hydrologische Karte des Rheinisch-Westfälischen Steinkohlenbezirks - Blatt Wulfen, Maßstab 1:10.000.: 4 Kt.; Bochum (Westfälische Berggewerkschaftskasse).

SCHMIDT, R., GEIERSBACH, R., STADTBÄUMER, F., BIRK, F. & KLAUS, O. (1972): Hydrologische Karte des Rheinisch-Westfälischen Steinkohlenbezirks - Blatt Dorsten, Maßstab 1:10.000.: 4 Kt.; Bochum (Westfälische Berggewerkschaftskasse).

SCHMIDT, R., GEIERSBACH, R., RUDKOWSKI, H., BIRK, F., KRAUS, D., KLAUS, O. & REX, A. (1978): Hydrologische Karte des Rheinisch-Westfälischen Steinkohlenbezirks - Blatt Damm, Maßstab 1:10.000.: 4 Kt.; Bochum (Westfälische Berggewerkschaftskasse).

ANHANG A1 – Schematisierte Schichtenschnitte von Westen nach Osten durch das Deckgebirge in den nördlichen Reserveräumen des Ruhrgebietes (HAHNE & SCHMIDT 1982).



ANHANG A2 – Übersicht über die bereitgestellten Daten mit Angabe des Lieferanten und Lieferdatums, den Dateinamen bzw. Datenordnern, einer Kurzbeschreibung und dem Koordinatensystem der Daten sowie deren Verwendung im Geoinformationssystem (GIS).

Stadt Bottrop, Lieferung: 27.09.2011 (Email)			
Datei	Kurzbeschreibung	XYZ	GIS
HÖHEN-NHN Kirchellen.XLS	119 Niv-Punkte, 20 Höhen 1972-2010, 2 Jahres Zyklus; ab 2000 erst NHN-Höhen	DHDN, NN+NHN	✓
Höhenbolzen Kirchellen.zip	Höhenauskunftsdateien (PDF) für jeden Punkt inkl. Einmessskizze		-

GEObasis.nrw, Lieferung: 20.10.2011 (Festplatte)			
Ordner	Kurzbeschreibung	XYZ	GIS
1279_DTK25, dtk25col	70 Kacheln Topographische Karte 1:25000 bunt	UTM32N	✓
1279_DTK25, dtk25pan	70 Kacheln Topographische Karte 1:25000 sw	UTM32N	✓
1279_DGK5, dgk5gru	110+9 Kacheln Dt. Grundkarte 1:5000, Grundriss	UTM32N	✓
1279_DGK5, dgk5hls	110+9 Kacheln Dt. Grundkarte 1:5000, Höhenlinien+?	UTM32N	
1279_DGK5, dgk5hoe	110+9 Kacheln Dt. Grundkarte 1:5000, Höhenlinien	UTM32N	
1279_DGM1	Geländemodell 1m, 88 Kacheln, Aktualität meist 2006-2008, Genauigkeit 0.2m	UTM32N, WGS84	
1279_DOM1L	28 Zip-Dateien First-Pulse ALS-Daten (Fp) und 7 Zip-Dateien Aufgefüllte Wasserflächen (AW)	UTM32N, WGS84	✓
1279_DOP	420 Orthophoto GeoTiff Dateien	UTM32N	
1279_Historische Karten	6 Kacheln mit topographischen Karten ab 1842/43	DHDN	✓
1279_Basis-DLM	ATKIS Daten für Untersuchungsbereich (Relief, Gewässer, Verkehrswege, Vegetation, Besiedlung, Gebietsgrenzen)	UTM32N DSKRuhr29	✓ ✓

BezReg Köln, Lieferung: 31.10.2011, letzte Aktualisierung 12.1.2012 (Email)			
Datei	Beschreibung	XYZ	GIS
27-10-2011_Historie_BR-Arnsberg.html	Leitnivellement 1990-2010	DHDN, NHN	✓
Anfrage_Walter_alle-GK2- Teil1(2,3,4,5).htm	Leitnivellement 1877-2010	DHDN, NHN	✓

RAG Herne, Lieferung: 11.11.2011 (CD), Nachlieferung: 15.12.2011 (Email)			
Ordner	Kurzbeschreibung	XYZ	GIS
Abbauübersicht_BBVB	Abbaue und Nullränder vom BW Lippe (1969-Ende), BW Lohberg/Osterfeld (1969-Ende), BW Walsum (1969-Ende), BW Prosper-Haniel (1969 – 1.10.2011), Übersicht (1969-Ende), Übersicht (18.12.2002-7.10.2010, unter Berücksicht. der Zeitfunktion und Nachsenkungen 1 Jahr)	DHDN	✓
Deckgebirge	Gescannte Deckgebirgskarte (Unterkante) der RAG Bergbau AG Niederrhein; dwg-Datei ohne Inhalt!		✓
Alter Postweg	Beobachtungsline „Alter Postweg“ <ul style="list-style-type: none"> - alt_Beolinie_2803.xls/ Alter-Postweg_Beolinie_2803.xls: Punkte 1000-2140 (je ca. 15 Messungen 1988-1996/1999) - AlterPostweg_Beolinie_2803_Koordinaten.xls: XY-Koordinaten der Punkte 1000-2150 - Höhen 18-07-2006.xls: weiter nördlich gelegene Punkte 101-440, 500-512 (6 Messungen, 26.09.2005 – 18.7.2006) 	NN DHDN XY ohne XY	✓ ✓ -
Am Schleitkamp	Auswertung Höhen Linien 5 + 6_neu.xls: <ul style="list-style-type: none"> - Beobachtungsline „Am Schleitkamp“ - Beobachtungsline „Bottroper Straße“ (jeweils 52 Messungen, 13.10.2004 – 13.4.2010) 	ohne XY ohne XY	- -
Bergerstr.	aktuelle -- NHN Höhen-neu.xls: <ul style="list-style-type: none"> - Beobachtungsline Berger Str./Dinslakener Str. (56 Messungen, 15.03.2002 – 31.5.2010), Anmerk.: nach 18.3.2010 Neuvermarkung → 31.5.2010 nicht verwendet! Bergerstr_Alt_5-1990----3-1999.xls: <ul style="list-style-type: none"> - Beobachtungsline Berger Str. (23 Messungen, 9.5.1990 – 12.3.1999) 	DHDN, NHN DHDN, NN?	✓ ✓
Delog	Beobachtungslinien Kirchhellen – Burenbrock (DELOG): (je 14 Messungen, 16.6.1977 – 9.4.1986) <ul style="list-style-type: none"> - Delog 1 - Delog 2 - Delog 3 (Messung 13.10.1977 fehlt!) - Delog 4 (Messung 08.09.1977 fehlt!) 	DHDN, NN?	✓ ✓ ✓ ✓
Nullrandüberwachung	Linie 1: 39 Punkte, 5 Messungen 16.2.2009 – 26.3.2010 Linie 2: 27 Punkte, 5 Messungen 16.2.2009 – 25.3.2010 Linie 3: 26 Punkte, 5 Messungen 17.2.2009 – 25.3.2010 Linie 4: 20 Punkte, 5 Messungen 19.2.2009 – 29.3.2010 Linie 5: 19 Punkte, 2 Messungen 15.2.2010 – 30.3.2010	DHDN, NHN	✓ ✓ ✓ ✓ ✓
GPS-Messungen DMT	„Schwarze Heide“: 56 Messungen, 133 Punkte, 1.4.1999 – 15.6.2010 „Hohe Wart“: 66 Messungen, 102 Punkte, 24.11.2001-1.7.2010	DHDN, NN DHDN, NN	✓ ✓

Höhenpunktdatei	Tages- und Leitnivellement 1925 - 2008	DHDN, NN	✓
ENVISAT ASAR Daten	69 SAR-Satellitenszenen (18.12.2003 – 07.10.2010)		
RAG, Bergwerk Prosper-Haniel, Lieferung: 1.2.2012 (Email)			
Abbauflächen_2003-2011.dwg	Abbaue 2003-2011 in Jahresscheiben	DHDN	✓
RAG, Bergwerk Prosper-Haniel, Lieferung: 27.2.2012 (Email)			
baufelduebersfln_t.shp	Baufelder des BW Prosper-Haniel (Haniel-West, Haniel-Ost, Prosper-Nord) + Schutzbereich Rotbach	DHDN	✓

Geologischer Dienst NRW, Lieferung: 03.11.2011 (Server Download)			
Datei	Kurzbeschreibung	XYZ	GIS
bk50_schermbeck.shp, BK50_Schermbeck_93.lyr, SWB50_Schermbeck_93.lyr	Bodenkarte 1:50.000 Layer-Datei: Bodenarten, etc. Layer-Datei: Schutzwürdige Böden	DHDN (2001)	✓
Basisdaten.mdb	Künstlich veränderte Flächen (KVF) - Abgrabungen, Aufhaldungen und Verfüllungen (ag_kvfnrw_f_arn_UTM) - Punktdatensatz mit Flächen, die dem Bergbau zuzuordnen sind (ag_kvfnrw_bergbau_p_Arn_UTM) - Punktdatensatz mit Flächen kleiner 10ha (ag_kvfnrw_klein_p_Arn_UTM)	UTM	✓
		UTM	✓
		UTM	✓
IS RK100_Arn.mdb	Geologische Karte des Rheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes 1:10.000 (ohne die Blätter Kirchhellen, Friedrichsfeld, Vörde, Gahlen, Wessel-Süd, Borth) - Lage der Kohleflöze (KO10_Floez) - Gestein (KO10_Gestein) - Tektonische Störungen (KO10_Tektonik) - Karbonoberfläche (KO_Karbontiefe) - Sandstein (KO10_Sandstein) - Blattschnitt ((KO10_Blattschnitt)	UTM	✓
IS HK100_Arn.mdb	Hydrogeologische Karte 1:100.000 - Bergbaubereich (hg100_bergbaubereich_Arn_UTM) - Verwerfungen (hg100_stoerung_Arn_UTM) - Bewertung der Schutzfunktion??? (hg100_schutzfunktion_Arn_UTM) - Bindige Deckschichten (Künst. Aufschüttung, Auenablagerung, Niedermoor etc.) (hg100_deck_Arn_UTM) - Oberer Grundwasserleiter (hg100_ogwl_Arn_UTM): - Hohlraum-Art	UTM	✓

	<ul style="list-style-type: none"> - Locker-/Festgestein (Verfestigung) - Geochemischer Gesteinstyp - Petrographie - Durchlässigkeit - Hydrostratigrafische Einheiten 		
IS GK10_Arn.mdb	Geologische Karte 1:100.000 <ul style="list-style-type: none"> - Verwerfungen (gg100_geotek_Arn) - Geologie bis 2m (gg100_geoke_f_bis2m_Arn) - Geologie unterhalb von 2m (gg100_geoke_f_2m_Arn) - Quartär-Gesamtfläche (Qb_gesamt_flaeche_Arn) 	UTM und DHDN	✓

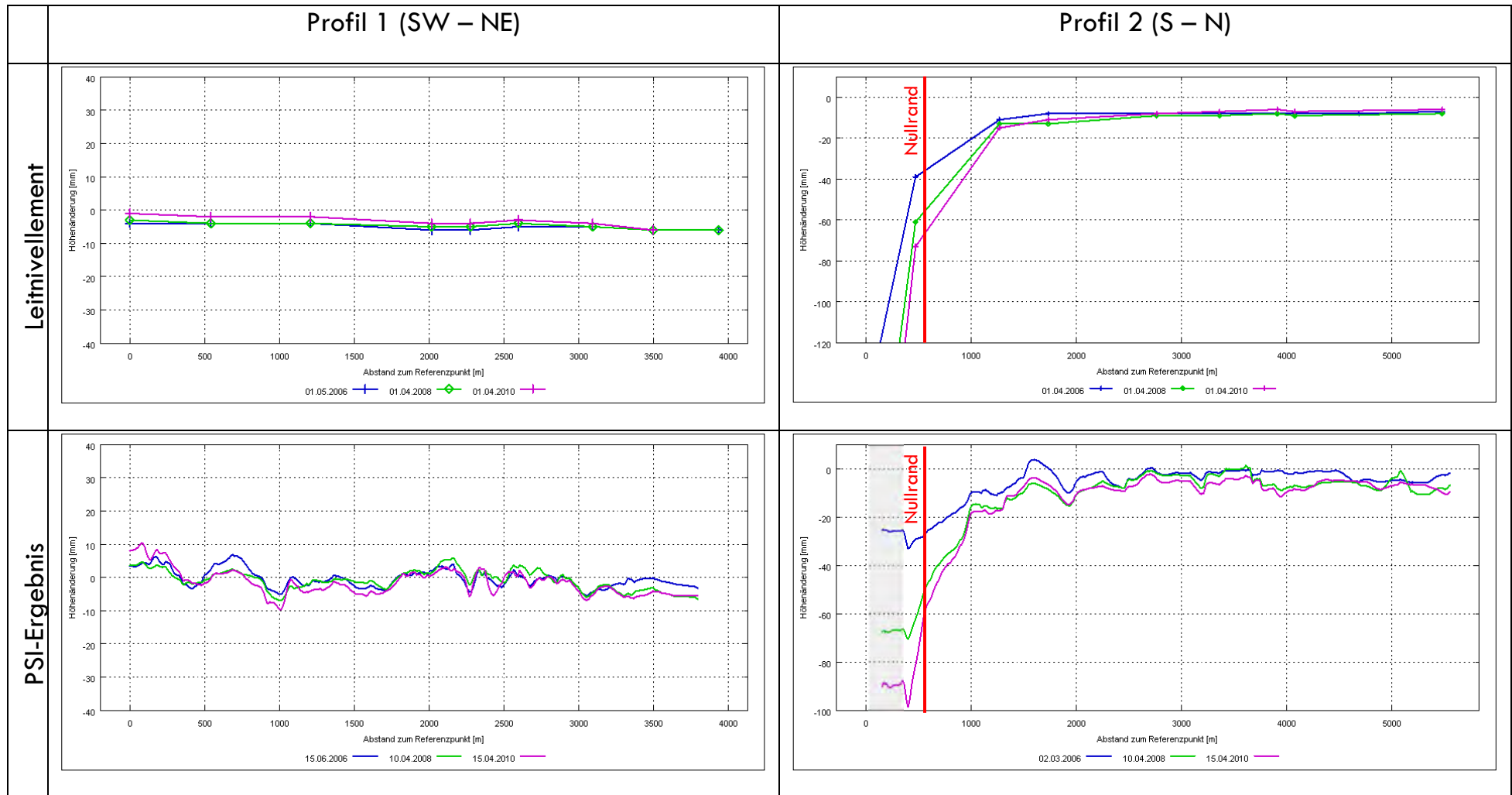
LANUV, Lieferung: 23.11.2011 (Email)

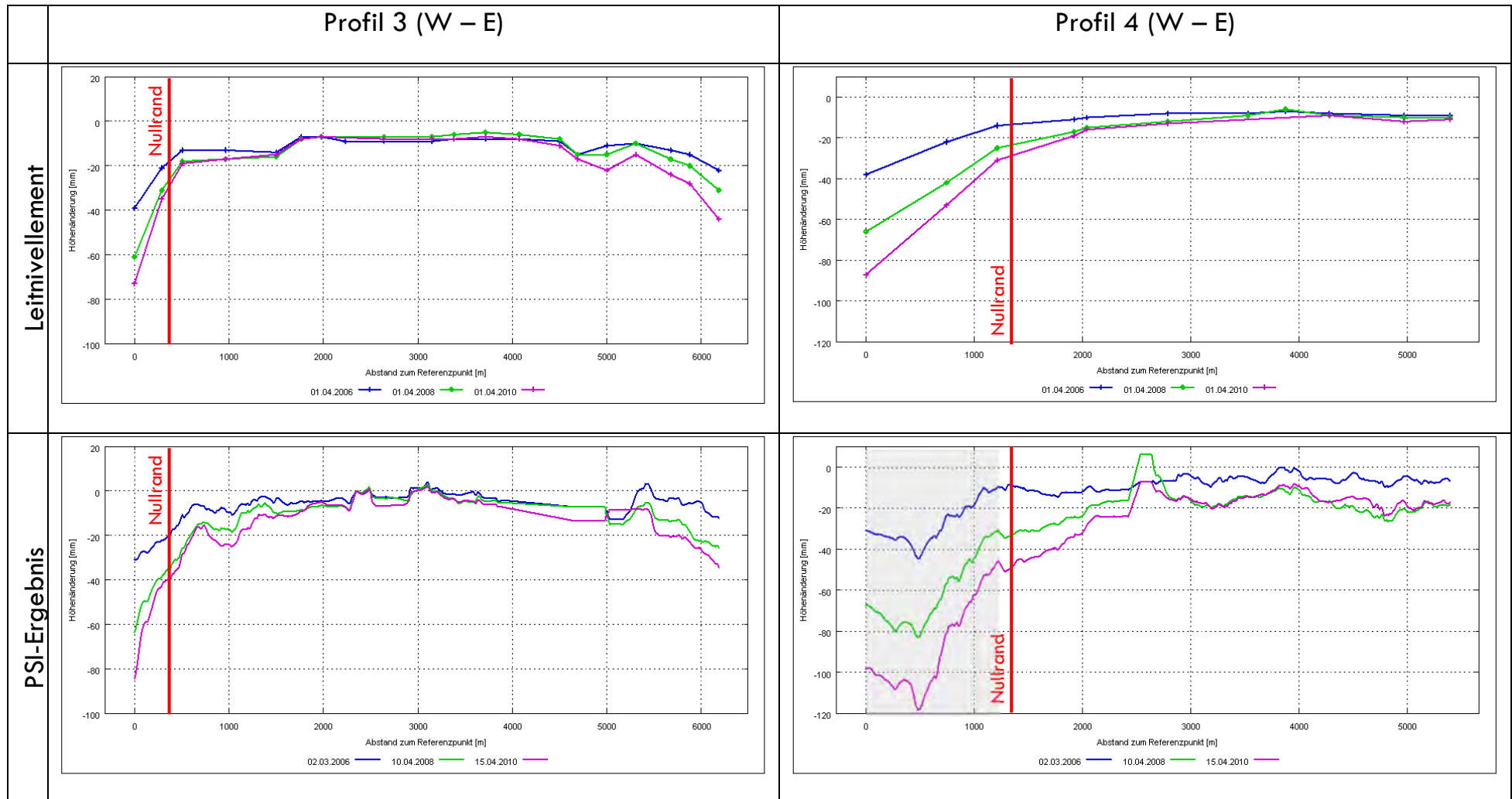
Datei	Kurzbeschreibung	XYZ	GIS
Prosper-Haniel_MSTn_Rohrdaten.csv Prosper_Haniel_MSTn_Stammdaten.xls Prosper_Haniel_GW-Stände_MSTn(*).csv	Daten zur Grundwasserentnahme <ul style="list-style-type: none"> - Pktnr, Koordinaten, MPH, Datum etc. - weitere Infos z. B. Nutzung, GW-Körper... - Wasserstandshöhen, MPH-Höhen ab 1943 	DHDN, NN bzw. NHN	✓

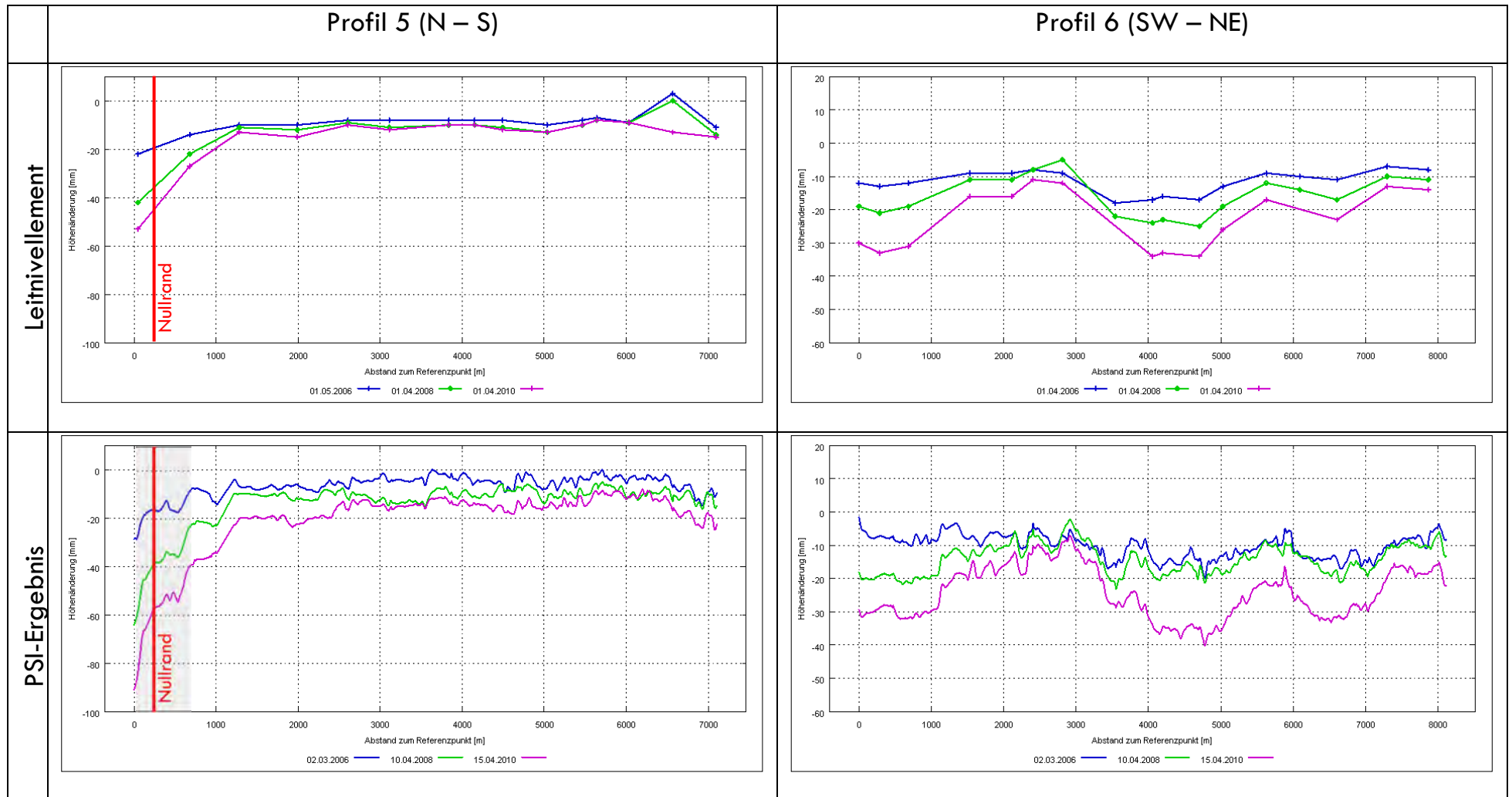
Stadt Bottrop, Lieferung: 01.12.2011 (Email)

Datei	Kurzbeschreibung	XYZ	GIS
aufschuettungsflaechen.shp verdachtsflaechen.shp gw_gleichen_geringster_flurabst.shp gw_gleichen_mittlerer_flurabst.shp gwm_prosper_haniel.shp Abstichdaten_GWM_Proprosper_Haniel.xls	Künstliche Aufschüttungsflächen Verdachtsflächen: Verursacher, Vol., Alt-/ Neunutzung, Schadstoffe GW-Gleichenkarte GW-Gleichenkarte Pktnr., Koordinaten, MBP_NN, etc. GW-Höhen (=Abstich NN)	UTM 32N NN	✓

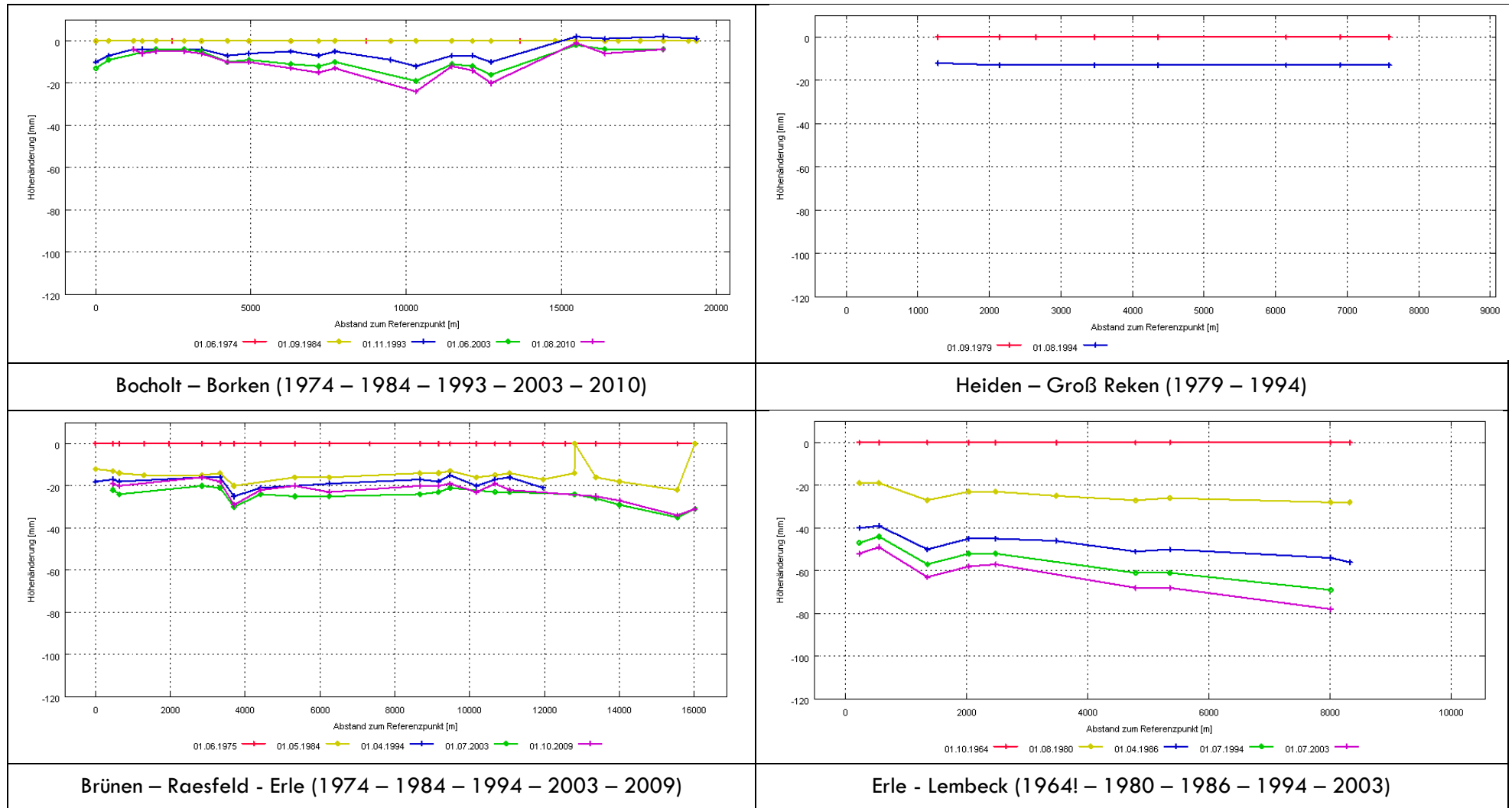
ANHANG A3 – Räumliche Profile entlang der in Abbildung 48 dargestellten Leitniv-Linien; mit Darstellung des prognostizierten Nullrandes des BW Prosper-Haniel (rote Linie) und der Bereiche mit möglichen PSI-Phasenabwicklungsfehlern (grau transparent).



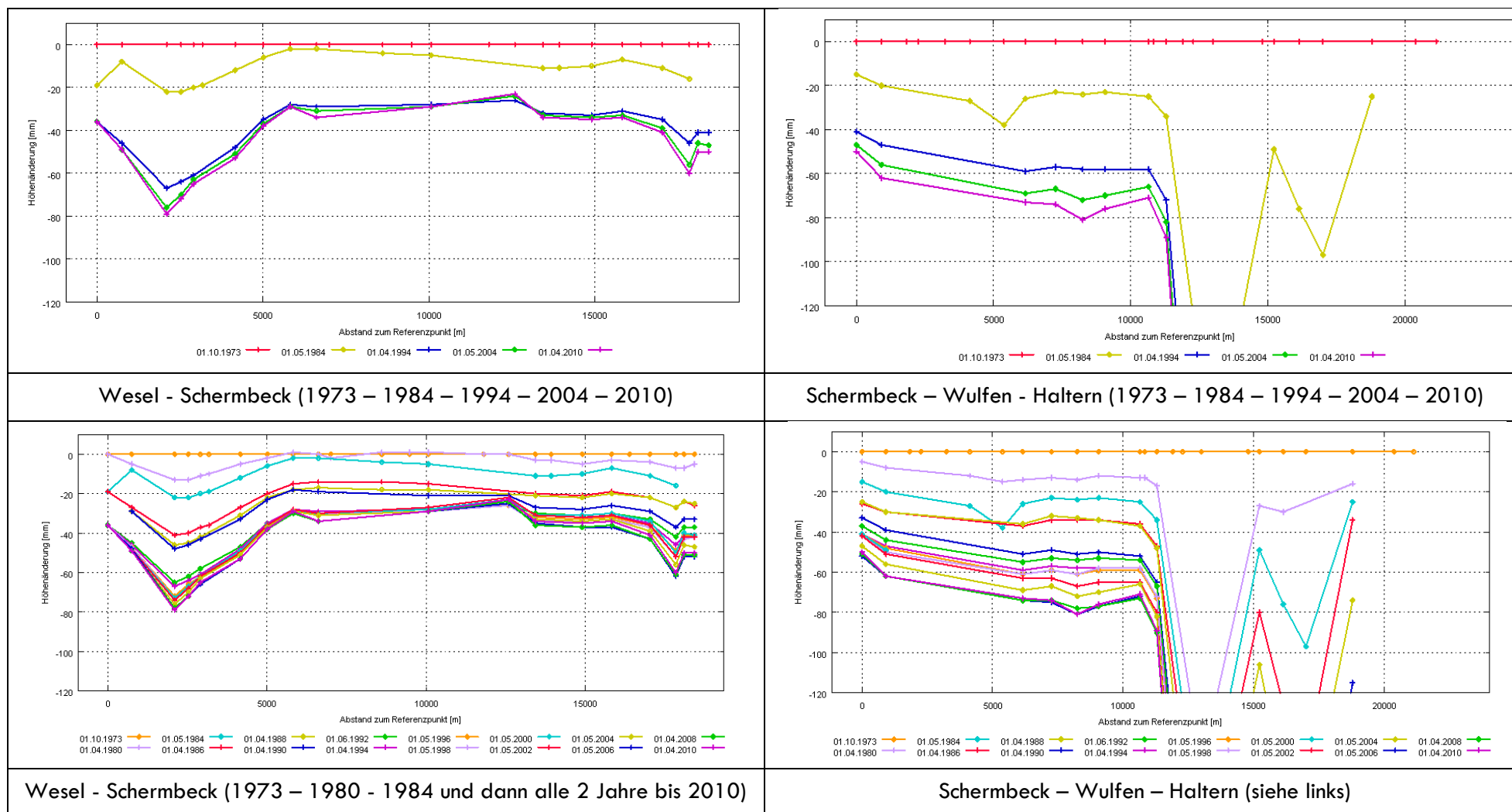




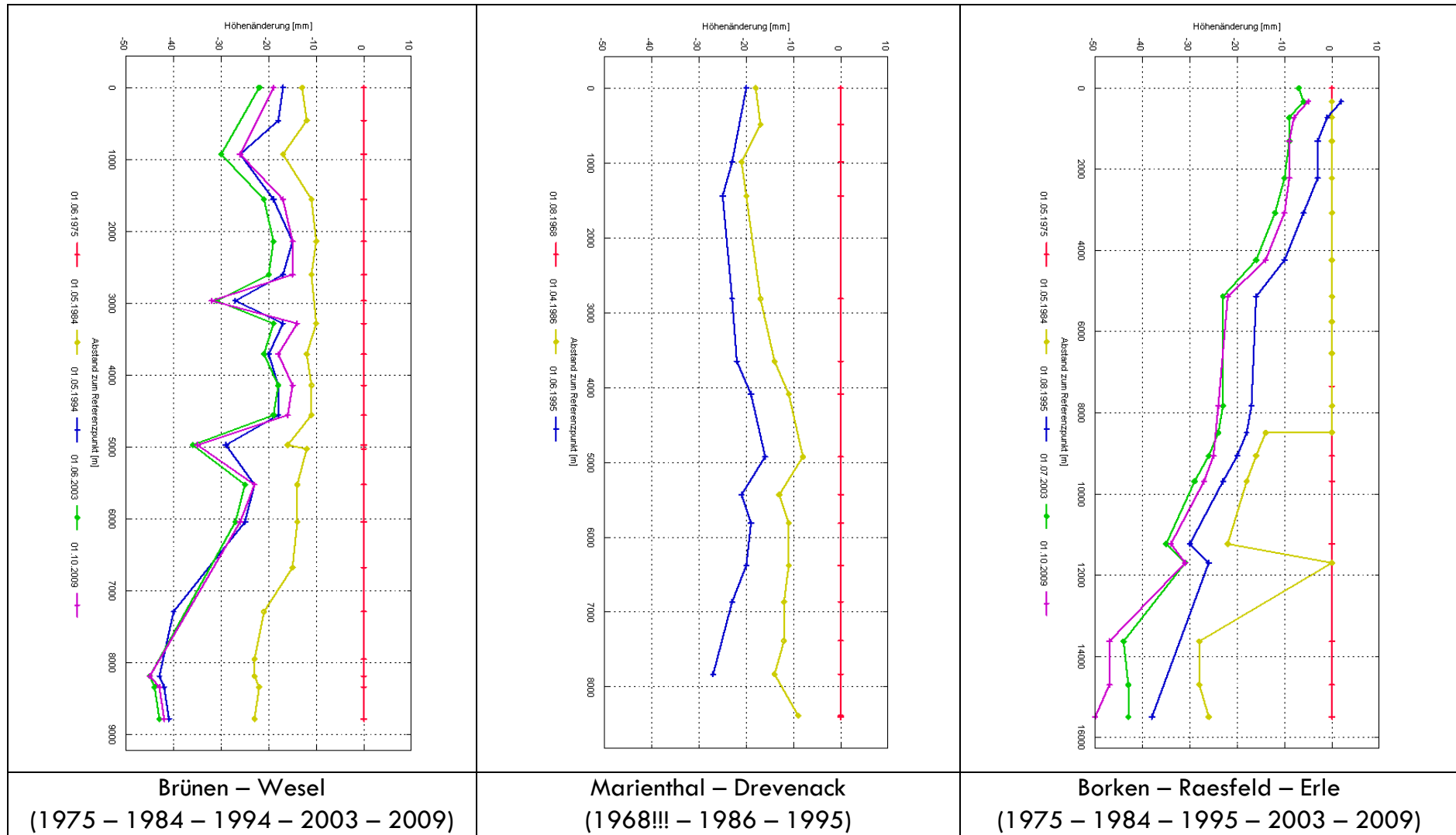
ANHANG A4 – West-Ost Profile entlang der in Abbildung 64 dargestellten Leitniv-Linien.



ANHANG A5 – West-Ost Profil der Leitniv- Linie Wesel – Schermbeck – Wulfen – Haltern (Abbildung 64).



ANHANG A6 – Nord-Süd Profile entlang der in Abbildung 64 dargestellten Leitniv-Linien.



ANHANG A7 – Nord-Süd Profile entlang der in Abbildung 64 dargestellten Leitniv-Linien.

