

Hydrological and climatic variability in the river basins of the West Siberian Plain (from meteorological stations, model reanalysis and satellite altimetry data)

Maria Kolmakova

▶ **To cite this version:**

Maria Kolmakova. Hydrological and climatic variability in the river basins of the West Siberian Plain (from meteorological stations, model reanalysis and satellite altimetry data). Hydrology. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2012. Russian. NNT : . tel-00784775

HAL Id: tel-00784775

https://theses.hal.science/tel-00784775

Submitted on 4 Feb 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Université de Toulouse

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par *l'Université Toulouse III – Paul Sabatier*

Cotutelle international avec
l'Université d'Etat de Tomsk (Russie)

Discipline ou spécialité : *Hydrologie*

Présentée et soutenue par *Maria KOLMAKOVA*
Le 17 décembre 2012

Titre : *La variabilité hydrologique et climatique dans les bassins versants de la Sibérie Occidentale (selon les données des stations météorologiques, de ré-analyse météorologique et d'altimétrie satellitaire)*

JURY

Alexei Kouraev,Maître de Conférance, Université Toulouse III,Directeur de thèse
Valeriy Zemtsov, Professeur, Université d'Etat de Tomsk, Co-Directeur de thèse, Russie
Nick Hall, Professeur, Université Toulouse III, Président du jury
Dmitriy Burakov, Professeur, Université de Krasnoyarsk, Russie
Valentina Gorbatenko, Professeur, Université d'Etat de Tomsk, Examinatrice, Russie

---

Ecole doctorale : Science de l'Univers,de l'Environnement et de l'Espace (SDU2E)
Unité de recherche : Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales
Rapporteurs : Jürgen Herget, Professeur, Université de Bonn, Allemagne

Acknowledgements

This Ph.D. thesis was supported by the French Governement scholarship for the joint supervision of thesis (2008-2011) as well as within the support grants of Tomsk State University Tomsk, Russia), Paul Sabatier University (Toulouse, France), Laboratory of Studies of Space Geophysics and Oceanography (LEGOS) and Russian Foundation for Basic Research. The Ph.D. thesis is a part of **CAR-WET-SIB** («Biogeochemical cycle of carbon in wetlands of West Siberia») international project between France and Russia.

First of all, I would like to address my sincere gratitude to my advisors Valeriy Zemtsov and Alexei Kouraev as well as to co-authors of the publications Elena Zakharova, Sergey Kirpotin, Nelly Mognard for ideas, consultations and help during my PhD thesis.

I'm also very grateful to Irina Kuzhevskaya from Tomsk State University and Sylvan Biancamaria from LEGOS in Toulouse for invaluable help in climate data processing and its analysis. A special thank to Rinat Manasypov – a Ph.D. student from Tomsk State University for his help during the field campaign in the north of West Siberia.

I would like to extend my sincere gratitude to all colleagues and Ph.D. students of LEGOS as well as to CROUS (Centre régional des œuvres universitaires et scolaires) of Toulouse for support and encouragement during my stay in France.

Finally, I would like to thank all my family and my friend Stéphane for their patience and support throughout this period. I would not have gone so far without their unfailing support and encouragement.

Résumé

Pertinence du sujet. Actuellement, le changement climatique est confirmé par de nombreux faits. La hausse de la température globale moyenne à la surface de la terre au cours du XX^{ème} siècle, selon l'estimation de divers auteurs (Brohan et al., 2006 ; Hansen et al., 2005), est de 0,6 à 0,7°C. De paire avec les changements de régime thermique, l'humidification générale des sols change ainsi que le régime hydrologique (crues, inondation, sècheresse, etc). L'impact des facteurs naturels et anthropiques, se superposant les uns aux autres, provoquent des changements sur les ressources en eau à l'échelle régionale.

Pour prédire les futurs changements climatiques, des données à long terme sur les conditions climatiques et hydrologiques sont requises, et peuvent être obtenues non seulement à l'aide des observations obtenues dans les stations hydrométéorologiques, mais aussi à l'aide des données de ré-analyse météorologique et d'altimétrie satellitaires.

Le caractère fortement marécageux du territoire de la Sibérie occidentale et la rareté des stations d'observations hydrométéorologiques compliquent le suivi du régime hydrologique des bassins versants. Dans une telle situation, la prise en compte des données de ré-analyse météorologique et d'altimétrie satellitaires, assurant une couverture régulière de l'ensemble du territoire étudié de la plaine de Sibérie occidentale, permet de compléter les observations in situ et d'élargir considérablement la portée des recherches, ce qui détermine la pertinence de ce travail.

Le but du présent travail est d'évaluer la variabilité des disponibilités en chaleur et en humidité de diverses zones climatiques et hydrologiques sur le territoire de la Sibérie occidentale en utilisant conjointement les données des stations météorologiques, de ré-analyse météorologique et d'altimétrie satellitaire dans un contexte de changement climatique.

Objectif de la recherche :

- analyser les tendances annuelles et saisonnières des températures de l'air et des précipitations atmosphériques sur une période de plusieurs années en utilisant les données des stations météorologiques et selon la ré-analyse ERA-40;
- définir la valeur seuil du coefficient de rétrodiffusion d'énergie pour chaque bassin versant étudié. Cette valeur seuil, couplée aux données d'altimétrie satellitaire, permet de distinguer les surfaces inondées des surfaces sèches, avec pour but l'évaluation objective de la quantité d'eau;
- évaluer la variabilité dans le temps (saisonnière et annuelle) du régime d'humidification des bassins versants de zones aux caractéristiques hydrométéorologiques contrastées par la méthode de l'altimétrie satellitaire (années de 1993 à 2008).

Objets d'étude. Des bassins fluviaux de superficie intermédiaire se trouvant dans 4 types de zones hydrologiques, climatiques et marécageuses de la Sibérie occidentale :

I. Zone d'humidification excessive et d'insuffisance de chaleur, zones de marécages mamelonnés : déversoirs des rivières Polouï, Nadym, Pour, Taz.

II. Zone d'humidification excessive et de tourbières bombées oligotrophes : déversoirs des rivières Sosva du Nord, Konda, Tavda, Kazym, Nazym, Liamine, Tromégan, Vakh, grande Iougan, Vassiougan, Tym et Ket.

III. Zone d'humidification principalement excédentaire et suffisante dans son extrême sud et de chaleur suffisante, correspondant à la zone d'eutrophisation plate et de tourbières mésotrophes : déversoirs des rivières Toura et Om dans leurs cours supérieurs.

IV. Zone d'humidification insuffisante et de chaleur suffisante, zone d'eutrophisations concaves et de marais salins : s'y trouvent la partie basse du bassin de l'Om et la zone d'écoulement interne (ou la région endoréique) de la zone située entre les fleuves Ob et Irtych.

La nouveauté scientifique de ce travail se décline en plusieurs points :

- Pour les bassins fluviaux (21 déversoirs), selon les données de ré-analyse, l'évolution de la température de l'air et des précipitations atmosphériques est analysée sur de nombreuses années.
- Emploi d'une nouvelle approche d'évaluation du niveau d'eau de la zone étudiée à l'aide de données d'altimétrie satellitaire en analysant le signal réfléchi ou le coefficient de rétrodiffusion exprimé en décibels.
- Mise en évidence d'une relation entre le degré d'inondation selon les données d'altimétrie satellitaire et les précipitations de la période d'été selon les données de ré-analyse pour la série de bassins versants étudiés.
- Les données d'altimétrie satellitaire sont ***représentatives*** de l'évolution dans le temps du niveau d'eau.
- Sur les bassins versants étudiés, une zonation géographique est proposé en fonction du caractère saisonnier du coefficient d'inondation.

Portée pratique du présent travail et mise en valeur des résultats. La thèse est réalisée dans le cadre du projet international franco-russe **CAR-WET-SIB** « Cycle Biogéochimique du carbone dans les paysage marécageux de Sibérie occidentale » avec le soutien de l'ambassade de France (bourse d'études du gouvernement français sous une double gestion scientifique 2008-2011), ainsi qu'avec le soutien de la bourse de recherche du fond russe de la recherche fondamentale.

Le présent travail montre comment la méthode de l'altimétrie satellitaire peut être utilisée non seulement pour mesurer la hauteur des nappes d'eau, mais aussi pour évaluer la variabilité saisonnière d'une année sur l'autre du niveau d'eau dans les bassins fluviaux.

Les principales conclusions et les résultats des travaux sont utilisés lors de la préparation et l'enseignement des cours du programme de maîtrise en « hydrométéorologie », en « hydrologie-sol » ainsi qu'en « hydrologie et géo-écologie des zones marécageuses pétrolières et gazières » à l'Université d'Etat de Tomsk.

Approbation des résultats de l'étude. Les principales conclusions de cette thèse ont été présentées et discutées lors de conférences internationales et en Russie : Union européenne des géosciences (European Geosciences Union, Vienne, Autriche, 2009, 2010); Agence spatiale européenne (ASE) «Observation de la Terre par satellite et cycle de l'eau : vers une approche complexe du cycle de l'eau » («Earth observation and the water cycle: towards a water cycle multi-mission strategy ») (Frascati, Italie, 2009); Union européenne des géosciences «Leonardo» sur les enjeux actuels des ressources en eau (EGU Leonardo Topical Conference Series on the hydrological cycle – 2010) (Luxembourg, 2010); Enviromis-2010 (Tomsk, 2010); «Les problèmes fondamentaux de l'eau et des ressources en eau» (Barnaoul, 2010); au séminaire tripartite Russo-Franco-Allemand « Le rôle de régulateur climatique des écosystèmes forestiers et marécageux : aspects paysagers, écologiques et sociaux » (The climate regulating role of forest-bog ecosystems: landscape-ecological and social aspects) (Hambourg, Allemagne, 2010).

Sur les données de cette thèse ont été publiés 5 articles, dont deux dans les revues « Journal of Hydrology and Meteorology » (2011) et dans le « Messager de l'université d'Etat de Tomsk », toutes deux incluses dans la liste des publications et des revues scientifiques.

Le **premier chapitre** décrit les principaux facteurs physiques et géographiques et les lois qui ont déterminé le développement de la zone d'étude et les caractéristiques de son climat.

Le **deuxième chapitre** est consacré aux méthodes d'étude qui sont utilisées dans la présente thèse. Au début une brève description des objets d'étude est fournie, puis les méthodes mêmes de l'étude. Le chapitre expose en détail le principe de fonctionnement de la méthode d'altimétrie satellitaire, résume les méthodes de télédétection, et également expose la méthode de ré-analyse à l'aide de laquelle sont étudiées les caractéristiques climatiques.

Le **troisième chapitre** présente les résultats des travaux accomplis 1) L'analyse des disponibilités en chaleur et en humidité de diverses zones climatiques et hydrologiques marécageuses, 2) L'analyse de la variabilité de la quantité d'eau dans les bassins fluviaux selon les données d'altimétrie satellitaire.

Les principales conclusions et les résultats des travaux sont les suivants :

1. Selon les données météorologiques des stations et celles de ré-analyse sont analysés les changements de température de l'air et la somme des précipitations atmosphériques dans les bassins de rivières situées dans diverses zones climatiques et hydrologiques marécageuses. L'analyse des données sur les températures moyennes de l'air sur de nombreuses années (1926-2005) montre notamment que le réchauffement le plus élevé est observé dans la partie septentrionale de la plaine dans les déversoirs des rivières Nadym et Taz (0,37°C sur 10 ans), et une augmentation significative de la somme des précipitations atmosphériques est observée dans les régions proches de l'Oural (Sosva du Nord, Konda, Tavda, Toura) et dans les déversoirs des rivières Pour, Taz, Nazym et Vakh. Une tendance à l'augmentation de la somme des précipitations atmosphériques est observée sur toutes les zones de plaine, à l'exception des déversoirs des rivières Chtchoutchia, Vassiougan et Om, qui se caractérisent par des indices négatifs de leur tendance générale.
2. L'analyse des changements de température de l'air et de la somme des précipitations atmosphériques selon les particularités saisonnières ont mis en évidence ce qui suit :
    - On observe une augmentation significative de la température de l'air dans la période de printemps (de mars à mai) avec le réchauffement le plus élevé dans le nord de la plaine, et également à la station Barabinsk (0,4-0,8°C sur 10 ans)
    - On observe une augmentation significative de la somme des précipitations atmosphériques dans les périodes d'hiver, de printemps et d'été. Cependant, au printemps, on observe une augmentation significative des précipitations dans la plupart des déversoirs des rivières de plaine situées dans chaque zone climatique et hydrologique marécageuse.

   Le changement de température de l'air et de la somme des précipitations atmosphériques amène à un changement dans le régime d'inondation du territoire, qui a été évalué à l'aide de la méthode d'altimétrie satellitaire.
3. La méthode d'altimétrie satellitaire a permis d'évaluer la quantité et la variabilité interannuelle et saisonnière du degré d'inondation des déversoirs des rivières du bassin fluvial de l'Ob.
4. Pour l'évaluation des changements sur de nombreuses années du coefficient d'inondation des déversoirs étudiés dans la période d'été et ses changements à l'intérieur de chaque saison dans l'année, une valeur seuil du coefficient de rétrodiffusion a été déterminée pour chaque déversoir à l'aide des données satellites TOPEX/Poseidon et ENVISAT.
5. D'après les données du satellite TOPEX/Poseidon, a été proposée une classification des bassins fluviaux selon le critère de progression du coefficient d'inondation minimal en été

d’une année sur l’autre, et ont également été mis en relief quatre zones géographiques. La classification en question concorde bien avec la classification de V.A. Zemtsov (2003), basée sur la similitude de la variabilité sur de nombreuses années de l’écoulement annuel et mensuel des rivières.

6. Des groupes de déversoirs sont mis en évidence, pour lesquels la variabilité de la quantité d’eau d’une année sur l’autre d’après les données du satellite TOPEX/Poseidon concorde bien avec la somme des précipitations atmosphériques par la méthode de ré-analyse sur la période de 1993 à 2001.
7. Il est établi qu’avec le temps on observe une baisse significative de la quantité d’eau (TOPEX/Poseidon) dans la zone d’écoulement interne entre les fleuves Ob et Irtych ainsi que dans le déversoir de la rivière Om.
8. En utilisant les données du satellite ENVISAT, a été réalisée une classification des déversoirs sur le critère de progression du coefficient d’inondation d’une année sur l’autre. Quatre zones géographiques ont également été mises en évidence qui coïncident dans l’ensemble avec les zones définies par les données du satellite TOPEX/Poseidon. L’augmentation de la quantité d’eau a été détectée dans les déversoirs des rivières de la région proche de l’Oural, dans les régions boisées de Sourgout, dans la zone située entre les fleuves Ob et Ienisseï, et également dans le déversoir de la rivière Vassiougan.

Dans l’ensemble, les études réalisées ont montré la représentativité des données d’altimétrie satellitaire en matière d’évaluation du degré d’inondation des déversoirs fluviaux et de sa variabilité spatio-temporelle.

Perspectives pour les études ultérieures. Les études ultérieures seront orientées vers l’ajout de précisions concernant les valeurs seuil du coefficient de rétrodiffusion afin de subdiviser les paysages se différenciant par leur degré d’inondation et de réchauffement, et vers l’étude des dynamiques de leur inondation selon les saisons et sur une période de nombreuses années.

Abstract

GENERAL DESCRIPTION OF THE STUDY

Relevance of the study. For the climate change prediction in the future there is a necessity in reliable and long-term data of climate and hydrological parameters that are available from meteorological and hydrological stations as well as from reanalysis and satellite radar altimetry data.

A meteorological reanalysis is the analysis of past observational data using a fixed, tried-and-tested, data assimilation system. Model reanalysis is widely used among various scientific groups both in Russia and abroad (Serreze et al., 2005; Hansen et al., 2005; Brohan et al., 2006; Kabanov, 2008; Ippolitov et al., 2008; Gordov, 2007). ERA-40 is one of the most reliable reanalysis today.

Satellite radar altimetry is one of the active remote sensing methods. Although satellite radar altimetry was initially designed for oceanographic applications such as sea level change, ocean circulation, and ocean tides (Fu, Cazenave, 2001), it has been demonstrated to be applicable to non-ocean surfaces for monitoring continental surfaces over ice sheets (Zwally et al., 1983) and surface topography in Antarctic and Greenland (Legresy, Remy, 1997; Remy et al., 1999), for water level measurements (Birkett 1995, Cazenave et al. 1997, Alsdorf et al. 2001) as well as for the detection of flooded zones (Zakharova, 2009). The latter aspect is very important in studying the hydrology and geoecology of the West Siberian Plain that is characterized by high level of swamping. Flooded zone is understood to be a relative area of the territory permanently or temporarily covered with moisture (lakes, rivers, bogs of different types, flood plains, swamps). It changes with space and time and reflects a moisture pattern of the territory. In this study we use the flooding coefficient as an equivalent of moisture coefficient proposed by V.S. Mezentsev and I.V. Karnatsevich (1969).

Because of high level of swamping in West Siberia and a sparse network of hydrometeorological stations, monitoring of hydrological regime is hindered. In such a situation, it is necessary to involve model reanalysis and satellite altimetry data that ensure the regular coverage of the whole West Siberian Plain, making it possible to supplement field studies and to considerably expand the area of research. This determines the relevance of the thesis.

The main goal of the study is to estimate the dynamic of air temperature and precipitation in different hydrological and climatic zones of West Siberia in the context of climate change from meteorological stations data, reanalysis and satellite altimetry.

Objectives:

- to analyze annual and seasonal trends of air temperature and precipitation from meteorological stations data and ERA-40 reanalysis;
- to apply satellite altimetry data for estimation of flooded zones using the threshold value of the backscatter coefficient for each watershed in order to differentiate flooded and water-free surfaces;
- to estimate the temporal (seasonal and interannual) variability of moisture regime of watersheds in different landscape zones from satellite radar altimetry (1993-2008).

Objects of the study are watersheds (fig. 1) situated in different hydrological and climatic zones as well as wetland zones:

I. Zone of excessive moistening and insufficient heat and moisture, zone of palsa bogs include watersheds of Poluy, Nadym, Pur and Taz rivers.

II. Zone of excessive moistening and oligotrophic bogs include watersheds of Severnaya Sosva, Konda, Tavda, Kazym, Nazym, Lyamin, Tromyegan, Vakh, Bolshoi Yugan, Vasuygan, Tym and Ket rivers.

III. Zone of mostly excessive and sufficient heat and moisture in the southern border of Western Siberia, zone of flat eutrophic and mezothrophic bogs include watersheds of Tura and upper Om rivers.

IV. Zone of insufficient moistening and sufficient heat and moisture, zone of eutrophic salt fens include watershed of lower Om river and Inner watershed of Ob and Irtysh interfluve area.

Subject of the study is various indicators of heat and moisture of watersheds in different hydrological and climatic zones of West Siberia from meteorological stations, reanalysis and satellite altimetry.

Satellite radar altimetry, cartographical and statistical **methods** are used in the study.

Data used in the study. Meteorological data for the years 1926-2005 were obtained from the daily temperature and precipitation data for Barabinsk and Berezovo stations dataset, available online at the All-Russian Research Institute of Hydrometeorological Information-World Data Center (RIHMI–WDC) (www.meteo.ru). Daily six-hour temperature and precipitation data ERA-40 for the years 1958-2001 were retrieved from the European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) website (www.ecmwf.int).

Satellite radar altimetry data of TOPEX/Poseidon and ENVISAT were used to estimate the variability and extent of flooded zones of the 21 watersheds in West Siberia. Altimetry data were obtained from the Centre of Topography of the Oceans and the Hydrosphere (CTOH) website (http://ctoh.legos.obs-mip.fr/). The following materials were used in the analysis: 1) vegetation map of West Siberia (1:1500000 map scale) (1976), 2) hydrographical characteristics data

(percentage of lakes + percentage of swamps) from the Water Surface Resources of West Siberia (1971-1975 and 2009).

Scientific originality of the study is 1) to use ERA-40 model reanalysis data for evaluation of air temperature and precipitation variability for 21 watersheds; **2)** to use satellite altimetry data for estimation of spatial and temporal variability of flooded zones based on the analysis of a reflected signal or backscatter coefficient (BSC), expressed in decibels, a threshold value of this coefficient is selected for each watershed and compared with historical data; **3)** in establishing the correlation between the extent of inundation and summer precipitation data from model reanalysis for a number of watersheds; **4)** in validation the representativity of satellite altimetry data for estimating time dynamics of flooded watersheds; **5)** the classification of the Ob's basin rivers based on the seasonal dynamics of the backscatter coefficient.

Implementation of results. Satellite radar altimetry is applicable not just to measure height above the surface but also to estimate the variability of various flooded zones (seasonal and interannual). The temporal variability of flooded areas is given in this study.

The main results and conclusions of this work are used for lecture courses within the master programs in «hydrometeorology», «land hydrology», «hydrology and environmental studies of swamped oil-and-gas territories» in Tomsk State University as well as for hydrological monitoring of the West Siberian river basins.

Principle defended statements:

1. ERA-40 reanalysis is reliable data for estimation of air temperature and precipitation variability in the watersheds of the West Siberian Plain.
2. Satellite altimetry is reliable data for estimation the extent and temporal variability of flooded zones.
3. Satellite altimetry is applicable for geographic division of the study area basing on the seasonal and interannual variability of the extent of flooded zones.

Individual contribution. The author of the study has been taken part in statement of objectives and results interpretation. The main results of the study have been obtained by the author of the thesis. Altimetry data processing has been implemented together with A. Kouraev and E. Zakharova colleagues from LEGOS in Toulouse.

Conferences and seminars. The main results of the study have been discussed on the international and regional conferences: EGU (European Geosciences Union, Vienna, Austria, 2009, 2010); ESA (European Space Agency) «Earth observation and the water cycle: towards a water cycle multi-mission strategy» (Frascati, Italy, 2009); EGU Leonardo Topical Conference Series on the hydrological cycle (Luxemburg, 2010); Enviromis-2010 (Tomsk, Russia, 2010); «Fundamental problems of water and water resources» (Barnaul, Russia, 2010); trilateral

seminar (Russia, France and Germany) «The climate regulating role of forest-bog ecosystems: landscape-ecological and social aspects» (Hamburg, Germany, 2010); «Climatology and hydrology of West Siberia» (Tomsk, Russia, 2012).

It has been published 6 articles in co-authorship including two articles in the peer-reviewed journals.

Thesis organization and its volume. The manuscript is composed of 2 extended abstracts in French and English, introduction, three chapters, conclusions (in Russian) and bibliography. All tables, figures and pictures in the text, if it's not explained other, are done by the author of this dissertation.

DESCRIPTION OF THE STUDY

Chapter 1. General description of the territory

This chapter describes the physic and geographic factors as well as mechanisms that determined the evolution of the West Siberian Plain. Climate change of various regions has its particular characteristics and differs from the global state. Ippolitov et al. (2008) and Kabanov (2008) have stated that climate warming in Siberia for the last 30 years is characterized by the heterogeneous sub-regional structure with «hot spots» in some regions up to 0,5°C/decade. There is a significant change in the general moisture of the territory as well as in the hydrological regime. Moreover the wetland hydrographic net and its characteristics describe in details because the wetland formation on the territory of West Siberia plays a very important role providing special hydrological conditions (Zemtsov, 1976) and must be considered in its monitoring.

Chapter 2. Methods

This chapter is devoted to methods used in the study. The following sources were used as initial data for estimation of the climate change pattern based on air temperature and atmospheric precipitation: 1) archives of the All-Russian Research Institute of Hydrometeorological Information – World Data Center" (RIHMI-WDC) (www.meteo.ru) – daily records from meteorological stations of West Siberia, 2) ERA-40 model reanalysis data from the European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) (www.ecmwf.int). The monitoring results from meteorological stations were used for control of model reanalysis data. These data are summarized below.

The analysis of the air temperature and atmospheric precipitation data was carried out for the Berezovo station from 1936 to 2005 (69 years of observations) and the Barabinsk station from 1926 to 2005 (79 years). The first station is located nearly at the mouth of the Severnaya

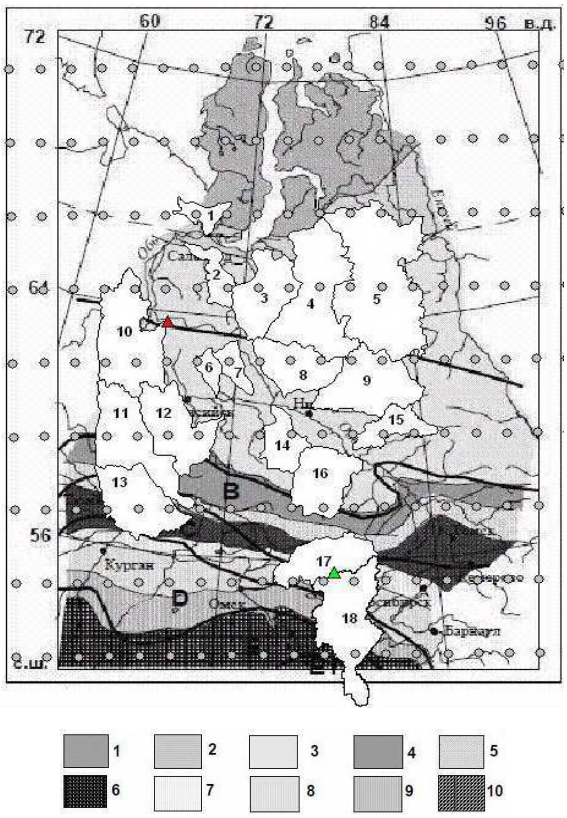
Sosva river, the second one is positioned near the northern boundary of the inner watershed of Ob'-Irtysh interfluve area. The archive data in relation to temperature and precipitation are regularly adjusted. The sequences of precipitation data are corrected for exclusion of discontinuity. They are adjusted for wetting and transition from rain gauges to precipitation gages. However, the precipitation data contain a significant element of instrumental discontinuity, which is partly associated with underestimation of solid precipitation, especially those that accompanied with snowstorms and strong winds (Estimation Report…, 2008).

The ERA-40 reanalysis archive contains the data from September 1957 to August 2002, with the spatial resolution of 2.5° along the latitude and longitude at regular grid points and the time resolution of 6 hours. We analyzed the air temperature and precipitation data from 1958 to 2001 by arithmetic averaging of the data at all regular grid points that fell into the area of each specific watershed (fig. 1).

Average annual air temperatures and total atmospheric precipitation were analyzed for a calendar year. Seasonal temperature and precipitation time series were conventionally taken with fixed boundaries: winter (December of the previous year – February, DJF), spring (March – May, MAM), summer (June – August, JJA), autumn (September – November, SON). For estimating statistical significance of trends using the Student's test, a confidence level was set at 5% ($\alpha = 0,05$).

We used the satellite altimetry method to estimate the moistening mode of the territory (or more exactly its inundation extent). This method has some great advantages as compared with field observations. The classification of remote sensing methods based on different criteria, such as equipment installed on the system, radiation bands and an operating principle (fig, 2) is presented. The short description of passive and active remote sensing systems is given.

This thesis uses the satellite altimetry method, which is one of the active remote sensing methods. The operating principle is as follows: the radar altimeters permanently transmit signals to Earth (towards the nadir (upright), and receive the echo from the surface. Altimetry satellites basically determine the distance from the satellite to a target surface by measuring the satellite-to-surface round trip time of a radar pulse (fig. 2).



Hydrologic and climatic zones [by Mezentsev, Karnatsevich, 1969]:

A. Excessive moistening in moderate and wet years and optimal moistening in dry year at a frequency of once every 5 years;

B. Zone of excessive moistening and insufficient heat supply in wet year at a frequency of once every 5 years and optimal moistening in moderate and wet years at a frequency of once every 5 years;

C. Zone of optimal moistening and heat supply in moderate year and in wet year, at a frequency of once every 5 years and insufficient moistening in dry year at a frequency of once every 5 years;

D. Zone of insufficient moistening and excessive heat supply in dry year at a frequency of once every 5 years and optimal moistening in moderate year and in wet year at a frequency of once every 5 years;

E. Zone of highly insufficient moistening and excessive heat supply in moderate and dry years at a frequency of once every 5 years, as well as insufficient moistening in wet year at a frequency of once every 5 years;

A1. Zone of highly excessive moistening and insufficient heat supply;

E1. Zone of highly insufficient moistening and excessive heat supply.

Natural zones [by Bulatov, 1996]:

1. tundra; 2. forest tundra; 3. northern and middle taiga; 4. southern taiga; 5. sub-taiga (mixed forests); 6. small-leaved forests; 7. northern forest steppe; 8. central forest steppe; 9. southern forest steppe; 10. steppe.

Figure 1 – Map of coverage of study watersheds with the coordinate grid of ERA-40 model reanalysis (watersheds: 1 – Shchuchya, 2 – Poluy, 3 – Nadym, 4 – Pur, 5 – Taz, 6 – Nazym, 7 – Lyamin, 8 – Tromyegan, 9 – Vakh, 10 – Severnaya Sosva, 11 – Tavda, 12 – Konda, 13 – Tura, 14 – Bolshoy Yugan, 15 – Tym, 16 – Vasyugan, 17 – Om, 18 – Inner watershed of Ob and Irtysh interfluve area) – marked with circles. Red triangle – Berezovo meteostation, green triangle – Barabinsk meteostation.

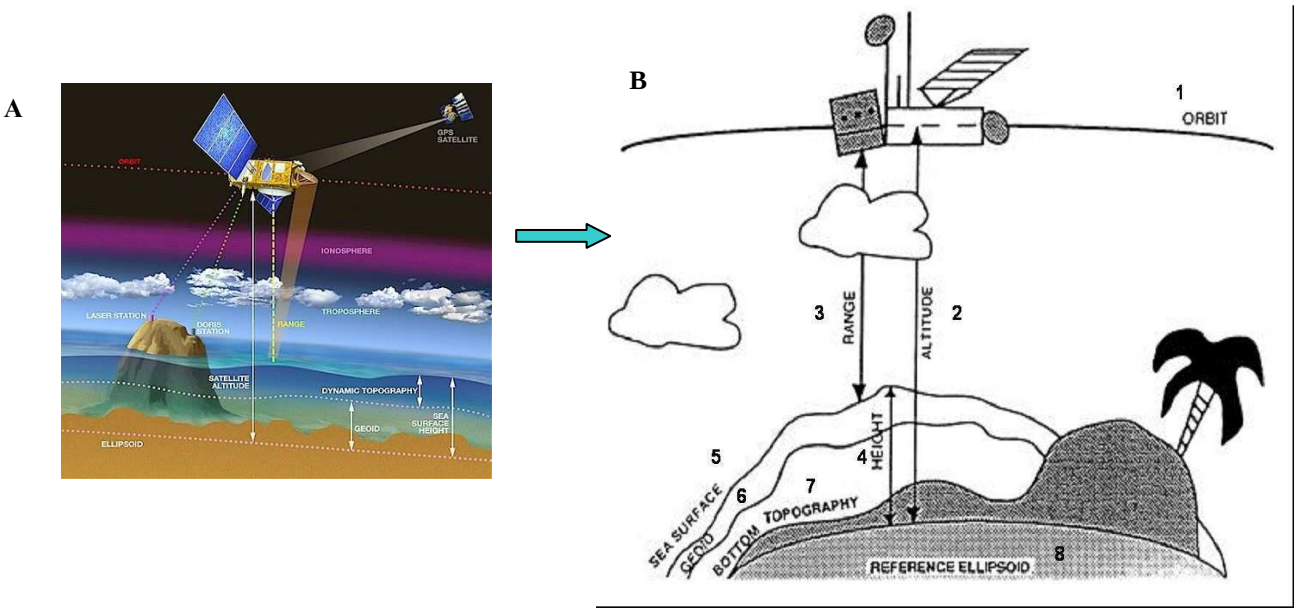


Figure 2 – Altimetric measurement scheme (www.aviso.oceanobs.com; Aviso User handbook, 1996); A – general view; B – in details

Therefore, the satellite altimetry method can be used for measurement of the distance between the satellite and the reflective surface, as well as the waveform, which carries the information on nature and properties of the surface (Vignudelli et al., 2011). Waveform represents a time change in value and shape of an incoming signal. One of the waveform elements is energy of an altimetry signal, which is expressed as *backscatter coefficient* (*BSC*) (σ^0). It is measured in dB and used in this thesis for analyzing inundation extent of study watersheds. Open water surface gives a higher BSC value that less moistened surface. Its value also depends on type of underlying surface – on relief, soil, and vegetation. For example, in the case of open water surface the signal is strong: BSC ≥ 15 dB. The reflected signal is weaker, e.g. in mountain areas with a high diversity of elementary surfaces, from which a signal is reflected at different angles with high energy losses, as well as in dry meadows densely covered with grass, and, in a greater degree, in forests.

The thesis uses the data obtained from satellite altimeters TOPEX/Poseidon and ENVISAT. A time repetition interval (cycle) of measurements along the satellite tracks is equal to 10 and 35 years, respectively. The zone of coverage with satellite tracks is secured within 66° of north latitude up to 66° of south latitude for TOPEX/Poseidon and 82.4° of north latitude up to 82.4° of south latitude for ENVISAT (fig. 3).

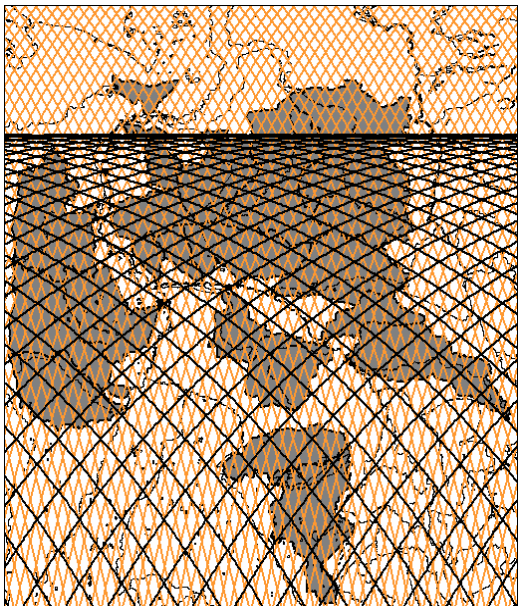


Figure 3 – TOPEX/Poseidon and ENVISAT tracks' coverage of watersheds (TOPEX/Poseidon – black; ENVISAT – orange)

Altimetry data processing

1. The initial satellite altimetry data were obtained using CTOH software (http://ctoh.legos.obs-mip.fr/ French Observation Service dedicated to satellite altimetry studies), taking into account instrumental errors and adjustments for environment effect. The data

represented an averaged signal with a 0,1 sec range values from radar echoes corresponding to along-track ground spacing of 580 m for TOPEX/Poseidon and 380 m for ENVISAT. The distance between satellite tracks is 315 km for TOPEX/Poseidon and 85 km for ENVISAT (fig. 4). The points along the track correspond to satellite signals. Points of intersection of tracks with watershed boundaries were taken using MapInfo software.

2. We determined a total number of altimetry measurements in each cycle, as well as a number of measurements from among them that fall into water surface, or more exactly the surface classified by us as "water" one, but in the reality only flooded with water to a certain extent. Water is present permanently (in the form of rivers or lakes) or temporarily (in the form of swamps of different types, bogs, plain floods). Flooding of the area is proposed to be measured by flooding coefficient (F_{wat}). It is calculated as a ratio of a number of measurements above water surface $Nobs_{(ndB)}$ to a total number of measurements N_{obs} in each satellite cycle:

$$\mathbf{F_{wat} = Nobs_{(ndB)}/N_{obs}*100\%} \qquad \mathbf{(1)}$$

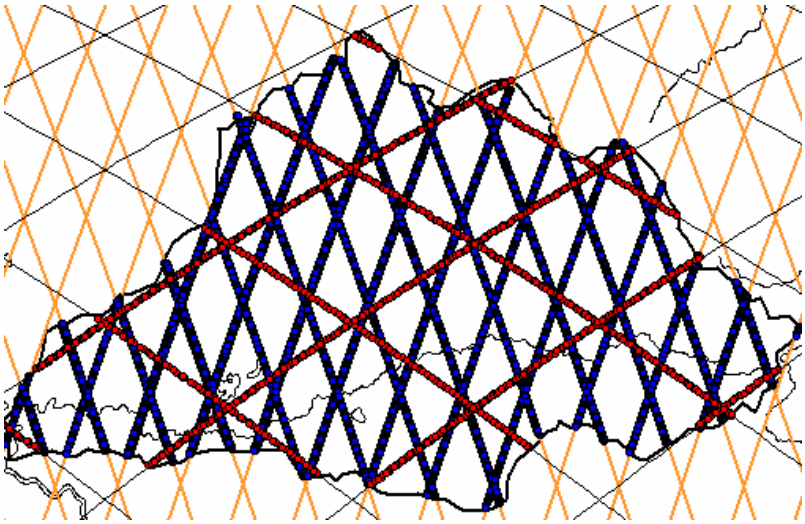


Figure 4 – TOPEX/Poseidon and ENVISAT coverage of Vakh watershed by altimetric signals (TOPEX/Poseidon – red dots; ENVISAT – blue dots)

A number of measurements N_{obs} for 10-day TOPEX/Poseidon (49-753 points) and 35-day for ENVISAT (1261-18,509 points) of satellite cycles for study watersheds depend on watershed area. It is obvious that F_{wat} value changes in time depending upon seasons, as well as in the multi-year section for each season, reflecting the space-time moistening (flooding) dynamics of the study area. A threshold value of backscatter coefficient (BSC) should be preset for differentiation of flooded and water-free surfaces. Therefore, in the general case an individual value of this criterion should be selected experimentally for each watershed.

We used some cartographic data for more objective estimation of the BSC threshold value: different BSC values were set, and then corresponding minimum flooding coefficients

were calculated for the driest summer season (from July to September). The latter values were compared with available data on hydrographic characteristics of watersheds (percentage of lakes + percentage of swamps) taken from the monographs ("Surface Water Resources in USSR", 1971-1975, and "The Hydrology of Water-Logged Areas…", 2009), as well as the vegetation map of the West Siberian Plain (1976), which reflect a relative area of permanently moistened lands on a watershed. As a result of comparison, the BSC threshold value is selected (within a range from 15 to 27 dB) in such a way to best match the cartographic data (fig. 5).

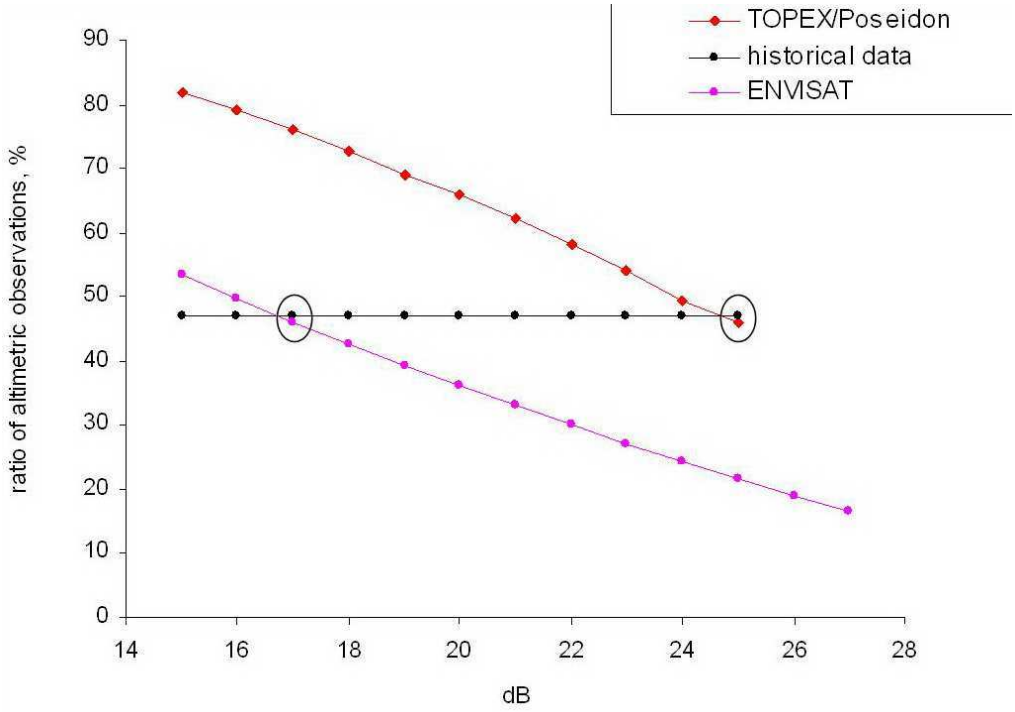


Figure 5 – Flooding coefficient (%) and its threshold values (dB) for the Vakh river

Chapter 3. Analysis of spatial and temporal variability of climate and flooding of the West Siberian watersheds

Numerous studies devoted to investigation of climate changes in Siberia have shown that these changes are unevenly distributed across the territory and form specific regions ("hot points"), where rapid climate warming is observed (Gordov, 2007).

Liner trend analysis of air temperature and precipitation data

This section is devoted to investigation of the time dynamics of air temperature and total atmospheric precipitation (average annual and seasonal) in the area of study river basins (21 watersheds) of the Western Siberia according to the data of meteorological stations and ERA-40 model reanalysis. Quality of the reanalysis data is also discussed. Reanalysis makes it possible to transform observation data that are irregular in time and space into grid global fields covering several decades. Reliability of reanalysis data is known to be unequal for different

meteorological values. Systematic errors are often inherent to them (Kalnay, 2003). Quality of reanalysis data also depend on density of an observation network. Despite a number of limitations (Cullather et al., 2000), reanalysis data are valuable information sources, even for analysis of precipitation and evaporation that are simulated less precisely than air temperature.

We compared the reanalysis data with the observation results from Berezovo and Barabinsk stations in order to assess quality of ERA-40 reanalysis data for analysis of main climatic variables (air temperature and precipitation). The analysis of air temperature and precipitation trends for 1958-2001 in the study watersheds has shown the good matching of meteorological station data and reanalysis data (Table 1).

Table 1 – Liner trends coefficients and its correlations between ERA-40 and meteorological stations data of air temperature and precipitation (1958-2001)

	Liner trend coefficient (^{0}C/decade)/(mm/decade)	r_{xy} (temperature)	r_{xy} (precipitation)
ERA-40 (S. Sosva)	0,2 /15	0,99	0,77
Berezovo	0,2 /10		
ERA-40 (Inner watershed of Ob and Irtysh interfluve area)	0,3 /9	0,97	0,73
Barabinsk	0,4 /13		

The analysis of the air temperature and atmospheric precipitation data of meteostations data for Berezovo (1936-2005) and Barabinsk (1926-2005) as well as ERA-40 data (1958-2001) showed the following results: The greatest warming is observed in the northern part of the West Siberian Plain, which is suggested by linear trend coefficients (0,35-0,37°C/decade). A significant increase in precipitation is observed in the Trans-Ural Region (Severnaya Sosva, Konda, Tavda, Tura), in the Surgut Polesie (Nazym and Vakh) and in the northern part of the plain (Taz river basin) (Table 2).

We analyzed seasons of the year (winter: December-February; spring: March-May; summer: June-August; autumn: September-November) and calculated their trends to determine the contribution of each month in the annual time series. The analysis has shown that the highest increase in air temperature in watersheds is observed in the spring season with significant linear trend coefficients from 0,40 to 0,84°C/decade, as well as in the Barabinsk station. The greatest warming is observed in the north of the plain – in watersheds of Shchuchya, Poluy, Nadym and Tromyegan rivers with linear trend coefficients from 0,72 to 0,84°C/10 years (Table 3). In general, a significant increase in spring temperatures was confirmed for 16 watersheds, including the Barabinsk station. The obtained data on air temperature are confirmed by the studies of several authors (Frey and Smith, 2003; Gordov, 2007), who estimated air temperature and

precipitation in the West Siberia according to data from meteorological stations (1958-1999) and ERA-40 model reanalysis (1958-2000). An increase in winter temperatures is significant only for the Barabinsk station with the linear trend coefficient of 0,53°C/decade. A change in air temperature in summer and autumn seasons turned to be insignificant except Taz river basin with the increase liner trend of 0,32°C/decade.

The analysis of precipitation trends has shown a growth of precipitation at a rate of 4,0–6,4 mm/decade in the winter season in watersheds of Konda, Nazym, Lyamin rivers, as well as in Berezovo and Barabinsk stations. In the spring season a significant increase is observed in watersheds of Nadym, Pur, Taz, Konda, Nazym, Lyamin, Tura, Vakh, Tromyegan, Bolshoy Yugan rivers and in the Berezovo station (5,1-9.9 mm/decade). In the summer season the significance of the trends was confirmed only in watersheds of Taz, Severnaya Sosva and Nazym (8,6-14,8 mm/decade). The autumn seasons makes the lowest contribution in the seasonal distribution of precipitation, with a significant increase in the watershed of the Tura river (8,8 mm/decade).

A significant increase in spring temperatures results in earlier snow melting and the long vegetation period, while a significant increase in atmospheric precipitation leads to higher flooding of territories in different natural zones (despite an increase in air temperatures and evaporation rates). Flooding of the territory depends on the relationship between water balance elements (precipitation, evaporation, drainage). The mechanism of flowing excessive moisture into the river network, being a natural drainage of the area (Ivanov, 1957), should be also taken into account. Therefore, the effect on change in precipitation on change in the flooded zones is difficult to be traced only with ground-based observations. Moreover, the most areas are inaccessible due to high swamping, and this even more complicates the solution of this task. That is why we used the satellite altimetry method for study watersheds.

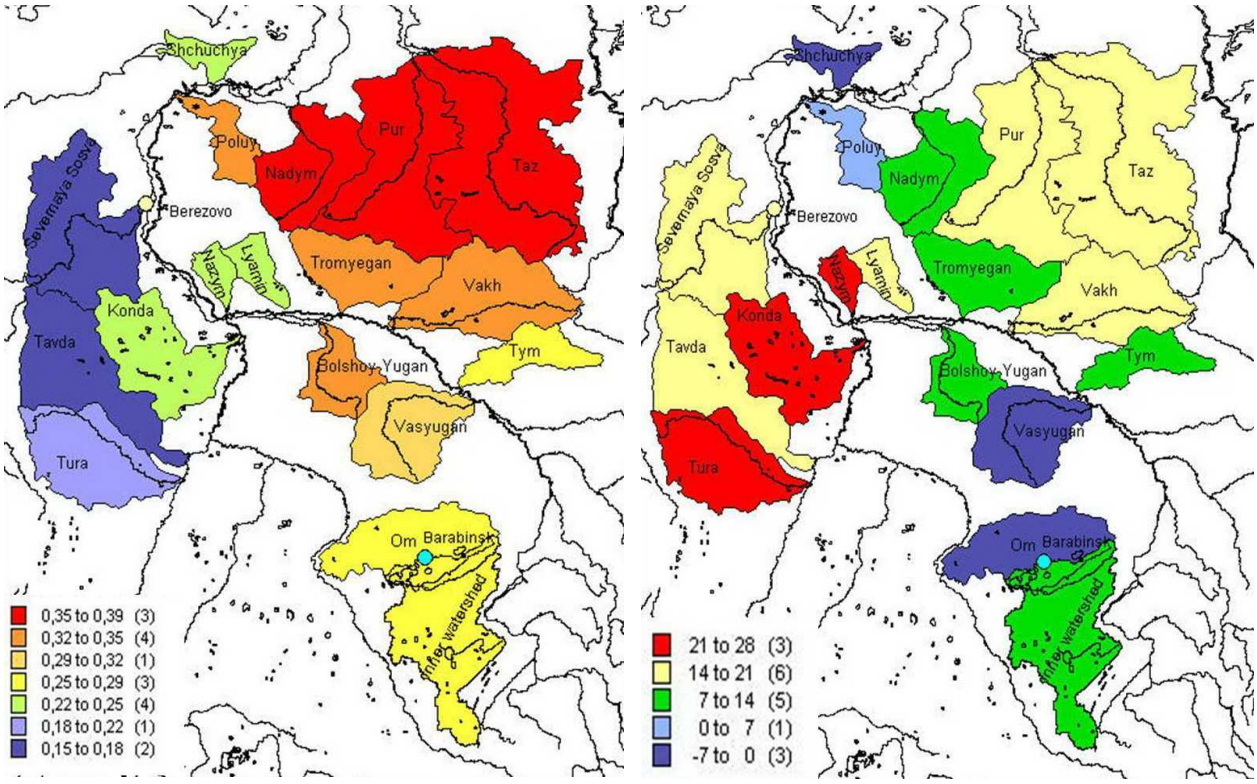


Figure – 6 Map of liner trends coefficients of annual air temperature (on the left) and precipitation (on the right)

Table 1 – Annual and seasonal estimated decadal trends in surface air temperature and Student's test statistics (significance level: $\alpha = 0,05$, statistically significant values are marked with the bold type)

Watershed and meteostation's name	Annual trend, °C/decade	t-statistics	Trend (DJF), °C/decade	t-statistics	Trend (MAM), °C/decade	t-statistics	Trend (JJA), °C/decade	t-statistics	Trend (SON), °C/decade	t-statistics
Shchuchya	0,24	1,43	-0,10	-0,26	**0,84**	2,69	0,27	1,61	-0,11	-0,36
Poluy	**0,34**	2,12	0,12	0,29	**0,78**	2,72	0,29	1,83	0,12	0,49
Nadym	**0,37**	2,29	0,23	0,55	**0,76**	2,71	0,29	1,97	0,12	0,46
Pur	**0,35**	2,20	0,22	0,47	**0,68**	2,52	**0,32**	2,25	0,23	0,87
Taz	**0,36**	2,32	0,34	0,71	**0,62**	2,47	0,25	1,78	0,12	0,42
Severnaya Sosva	0,15	0,97	-0,05	-0,14	**0,53**	2,23	0,15	0,89	-0,07	-0,32
Konda	0,22	1,65	0,19	0,53	**0,45**	2,07	0,17	1,06	0,02	0,10
Tavda	0,17	1,31	0,01	0,17	**0,44**	2,14	0,18	1,15	-0,04	-0,19
Tura	0,20	1,73	0,22	0,72	0,33	1,66	0,18	1,20	0,05	0,30
Nazym	0,22	1,53	0,09	0,24	**0,56**	2,26	0,17	1,11	0,03	0,11
Lyamin	0,24	1,89	0,15	0,40	**0,63**	2,42	0,19	1,29	0,09	0,39
Tromyegan	**0,34**	2,24	0,26	0,63	**0,72**	2,50	0,19	1,36	0,12	0,47
Vakh	**0,33**	2,14	0,32	0,70	**0,61**	2,52	0,24	1,73	-0,03	-0,10
Bolshoy Yugan	**0,33**	2,41	0,36	0,94	**0,59**	2,49	0,22	1,60	0,11	0,52
Tym	0,26	1,84	0,29	0,70	**0,53**	2,40	0,12	1,08	0,07	0,29
Vasyugan	**0,29**	2,21	0,30	0,83	**0,49**	2,34	0,19	1,62	0,09	0,46
Om	**0,28**	2,02	0,34	0,98	0,38	1,71	0,17	1,32	0,11	0,58
Inner watershed of Ob and Irtysh interfluve area	**0,27**	2,14	0,43	1,26	0,37	1,79	0,11	1,0	0,15	0,75
Berezovo, met. station	0,05	0,73	0,02	0,10	0,20	1,22	0,03	0,45	-0,04	-0,28
Barabinsk, met. station	**0,26**	5,98	**0,53**	4,00	**0,40**	4,73	0,06	1,29	0,10	1,33

Table 2 – Annual and seasonal estimated decadal trends in precipitation and Student's test statistics (significance level: α = 0,05, statistically significant values are marked with the bold type)

Watershed and meteostation's name	Annual trend, mm/decade	t-statistics	Trend (DJF), mm/decade	t-statistics	Trend (MAM), mm/decade	t-statistics	Trend (JJA), mm/decade	t-statistics	Trend (SON), mm/decade	t-statistics
Shchuchya	-1,5	-0,20	2,5	1,2	1,7	0,59	-1,8	-0,31	-4,0	-1,09
Poluy	5,1	0,55	4,0	1,74	5,4	1,76	-1,2	-0,19	-2,9	-0,77
Nadym	7,1	0,86	3,4	1,43	**5,1**	2,05	2,8	0,52	-4,5	-1,15
Pur	14,0	1,83	3,6	1,38	**6,2**	2,55	7,9	1,51	-4,0	-0,95
Taz	**20,1**	2,80	4,9	1,69	**7,6**	3,20	**8,6**	2,31	-0,9	-0,21
Severnaya Sosva	**16,8**	2,43	0,8	0,43	5,6	1,82	**9,7**	2,32	0,3	0,08
Konda	**22,8**	2,52	**5,8**	2,54	**6,1**	2,21	6,9	1,11	3,5	1,05
Tavda	**19,9**	2,19	0,3	0,11	1,5	0,44	9,5	1,50	8,0	1,96
Tura	**24,1**	2,80	4,1	1,57	**5,8**	2,06	5,3	0,93	**8,8**	2,48
Nazym	**23,9**	2,56	**4,0**	2,20	**9,5**	2,61	**14,8**	2,73	-5,0	-1,24
Lyamin	16,2	1,63	**4,7**	2,31	**9,9**	2,80	7,3	1,23	-6,3	-1,51
Tromyegan	12,9	1,40	3,8	1,72	**6,4**	2,02	6,8	1,24	-4,7	-1,20
Vakh	**20,8**	2,26	3,8	1,56	**8,4**	2,93	9,7	1,63	-1,7	-0,42
Bolshoy Yugan	12,1	1,00	2,1	0,19	**6,7**	2,21	2,3	0,36	0,5	0,15
Tym	11,7	1,45	3,2	1,39	3,3	1,02	4,7	0,88	0,1	0,03
Vasyugan	-1,6	-0,21	3,1	1,27	-0,7	-0,26	-3,9	-0,7	-0,6	-0,19
Om	-6,9	-0,91	2,6	1,14	-0,7	-0,31	-10,1	-1,76	0,7	0,20
Inner watershed of Ob and Irtysh interfluve area	9,5	1,34	3,0	1,28	1,0	0,40	5,2	1,22	-0,2	-0,06
Berezovo, met. station	**19,8**	3,91	**6,4**	5,25	**5,4**	2,92	2,1	0,58	4,5	1,81
Barabinsk, met. station	4,3	1,27	**4,3**	4,54	0,9	0,71	-1,8	-0,66	1,1	0,87

Temporal variability of flooded zones from satellite altimetry

Time variability in flooding of river basins was analyzed using the data from satellite altimeters TOPEX/Poseidon and ENVISAT.

The river basins were classified by interannual dynamics of minimum flooding coefficients for the summer period, which reflects the natural modes of river watersheds. For example, the river classification proposed by V.A. Zemtsov (2003) is based on the similarity of annual and monthly discharge pattern. It is noted in this study that there are wide "neutral" bands with the transient mode of fluctuations between the identified clusters or cores. As a result of the performed analysis using the satellite altimetry results, the author of this thesis identified four geographical regions on the basis of the visual analysis. The first of them includes the central part of the Ob-Irtysh interfluve area (basins of Om and Vasyugan rivers) and its inner watershed area. The second region includes the Trans-Ural region and the northern part of the Ob-Irtysh interfluve area (basins of Severnaya Sosva, Konda, Tavda, Tura and Bolshoy Yugan). 2 subgroups are identified in this group of rivers: a) Severnaya Sosva, Konda, Tavda; b) Tura and Bolshoy Yugan. The third region includes the rivers of the Ob-Yenisei interfluve area (basins of Vakh, Tym and Ket rivers). The fourth region comprises the rivers of the Surgut Polesie, as well as the rivers flowing to the north of the Siberian Ridges (basins of Nazym, Lyamin, Pim, Tromyegan, Kazym, Taz, Pur, Nadym, Poluy rivers). 4 subgroups of river watersheds were identified: a) Pur, Nadym, Kazym; b) Poluy, Taz; c) Tromyegan, Pim; d) Lyamin, Nazym. Our classification of study watersheds by similarity of interannual dynamics of seasonal flooding coefficient matches well with the V.A. Zemtsov's classification (2003). The comparison of both classifications has shown that the data for the central part of the Ob-Irtysh interfluve area (except for the watershed of the Vasyugan river), the Trans-Ural Region and the northern part of the Ob-Irtysh interfluve area, the Surgut Polesie and the rivers flowing to the north of Siberian Ridges coincide with each other. For the last group we presented the more detailed division of river watersheds into subgroups. An example of watershed grouping is presented in Figure 7.

The thesis considers the consistency between precipitation data from ERA–40 model reanalysis with the data from TOPEX/Poseidon altimeter. Pair linear correlation indexes and their standard errors were calculated for all study watersheds in order to reveal a statistical relationship between minimum flooding extent in the summer period and total precipitation for the same period. Several watersheds with significant correlation indexes were identified, at a given significant level $\alpha = 0,05$: Severnaya Sosva ($r_{xy} = 0,79$), Tym ($r_{xy} = 0,90$), Om ($r_{xy} = 0,93$), Vasyugan ($r_{xy} = 0,73$), Poluy ($r_{xy} = 0,77$). Therefore, we can suppose that flooding of the area highly depends on total precipitation of the summer season.

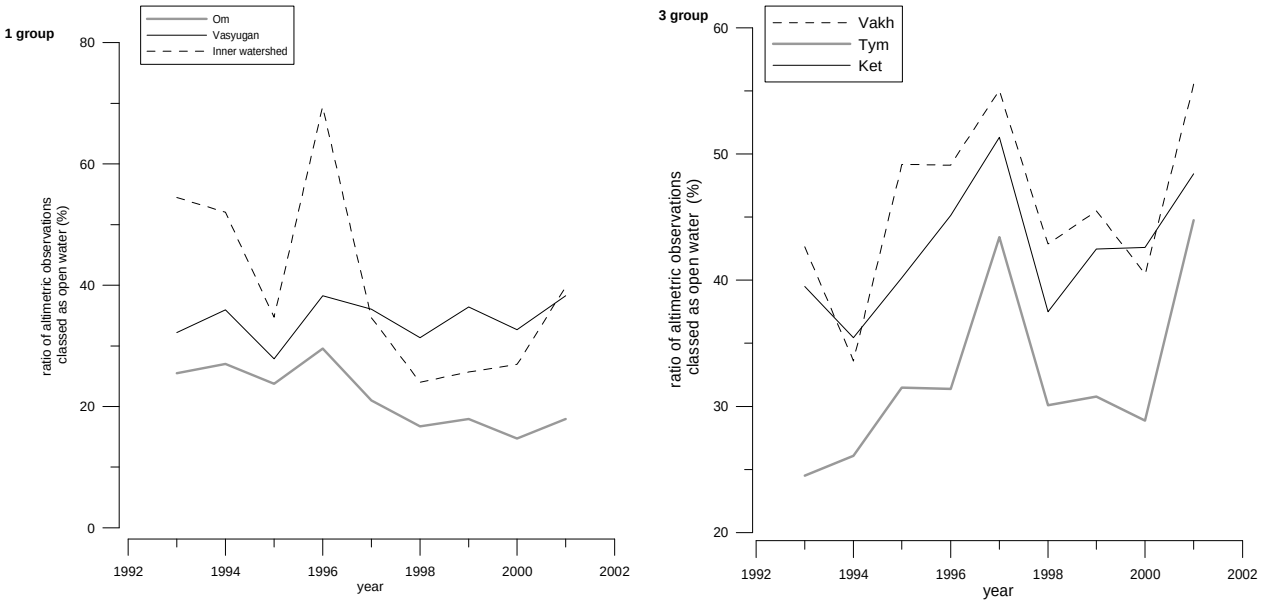


Figure 7 – Groups of watersheds for interannual dynamics of flooding coefficient

The identified relationship between flooding and precipitation of the summer period for a number of watersheds shows a good representativity of the altimetry data. The data from satellite altimeter TOPEX/Poseidon cover only the 8-year period and do not allow identifying significant trends due to a small length of series. The only exception is the watershed of the Om river and inner watershed of the Ob-Irtysh interfluve area. Only one reliable prediction can be reasonably made: both fluctuations and directional changes in flooding will continue. Based on such assumptions, the satellite altimetry method can be used for estimation of flooding dynamics for complex areas (swamps, water-logged areas etc.).

We estimated the variability in water flooding (2003-2008) of all study river basins with ENVISAT satellite. At the first stage we dealt with the river basins located in the north of West Siberia: Poluy, Nadym, Pur, and Taz (PNPT). A BSC threshold value was set at 20 dB. The obtained results were graphically presented in Fig. 8. They reflect the variability in water flooding of PNPT area, which is characterized by two annual peaks: spring and autumn, with a minimum between them. In winter, when the area is covered with snow, the coefficient is equal to zero. The first maximum related to spring flood that usually occurs in June, with flooding coefficient value up to 85% for all rivers, except for Taz (66%). Low flooding percentage of the Taz river basin is likely to be associated with a more dissected relief within the Taz Upland, where flooding conditions are less favorable.

The second minimum is related to the autumn floods observed in September, also with high flooding coefficients: up to 81% for Nadym, 79% for Pur, 56% for Poluy and 52% for Taz. It should be noted that spring and summer-autumn periods are characterized by almost equal high values, although water content of rivers is significantly lower in the period of summer-spring floods as compared with high-water level. It is explained by the fact that even an

insignificant increase in difference in precipitation results in significant flooding of the surface and higher soil moisture. Therefore, highly flooded surface is registered by the satellite altimeter almost as water surface at a selected BSC threshold value.

The summer minimum for all rivers is observed in August: the coefficient value is equal to 35% for Poluy, 68% for Nadym, 70% for Pur and 42% for Taz. Thus, the satellite altimetry enables to estimate a value and variability of flooded and water-logged areas in PNPT watersheds. Water is partly used as surface and groundwater flow and partly evaporates. Climate warming may intensify these processes.

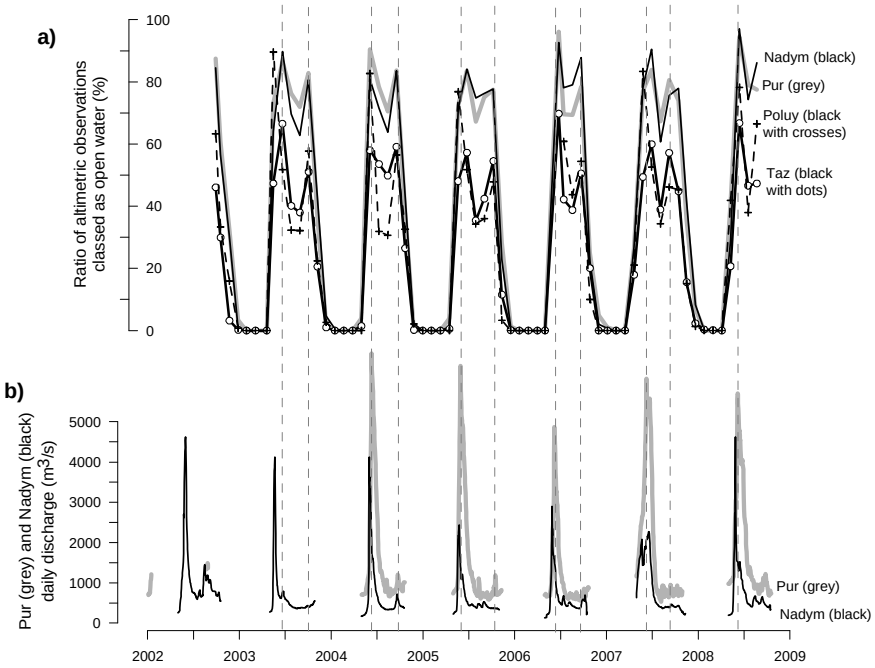


Figure 8 – Temporal variability of (a) flooded area (% of ENVISAT altimetric observations classed as open water) and (b) daily river discharge for Pur at Samburg and Nadym at Nadym (m^3/s). Timing of spring and autumnal maximas of flooded area is shown as grey dashed lines (Zakharova et al., 2009)

Further, we proposed the classification of 21 watersheds based on the seasonal dynamics of flooding coefficient at a threshold value of 20 dB (Zakharova et al., 2009). As a result of this analysis, we identified 3 watershed groups of interannual and seasonal (January-December) variability (Table 4).

Table 4 – Watershed types of seasonal and interannual variability from ENVISAT (Zakharova et al., 2009)

Groups and description of watersheds
I. Small permanent flooding with one peak cycle and clear drying: Inner watershed of Ob and Irtysh interfluve area, Om, Tavda, Severnaya Sosva, Tura, Vasyugan. Ia. Small permanent flooding with two peaks cycle and clear drying: Ket, Tym, Bolshoy Yugan and Konda.
II. High permanent flooding with insignificant draining: Tromyegan, Pim, Lyamin, Nazym, Shchuchya.
III. Medium permanent flooding with two peaks cycle and well pronounced draining: Vakh, Kazym, Taz, Poluy, Pur, Nadym.

Since the threshold value depends on type of landscape, we selected an individual value of this criterion for each watershed. In general, the threshold value for northern watersheds remained unchanged (20 dB), except for the watersheds located in the Trans-Ural Region, the central part of the Ob-Irtysh interfluve area and its inner watershed area, as well as in the Surgut Polesie. As a result of the performed analysis, we also identified four geographical regions, which generally coincide with the regions identified on the basis of T/P satellite. A gradual increase in flooding is observed in each geographical region: 1. in watersheds of Vasyugan and Ket rivers, 2. Tura and Tavda, 3. Tym, 4. Pim and Lyamin (fig. 7).

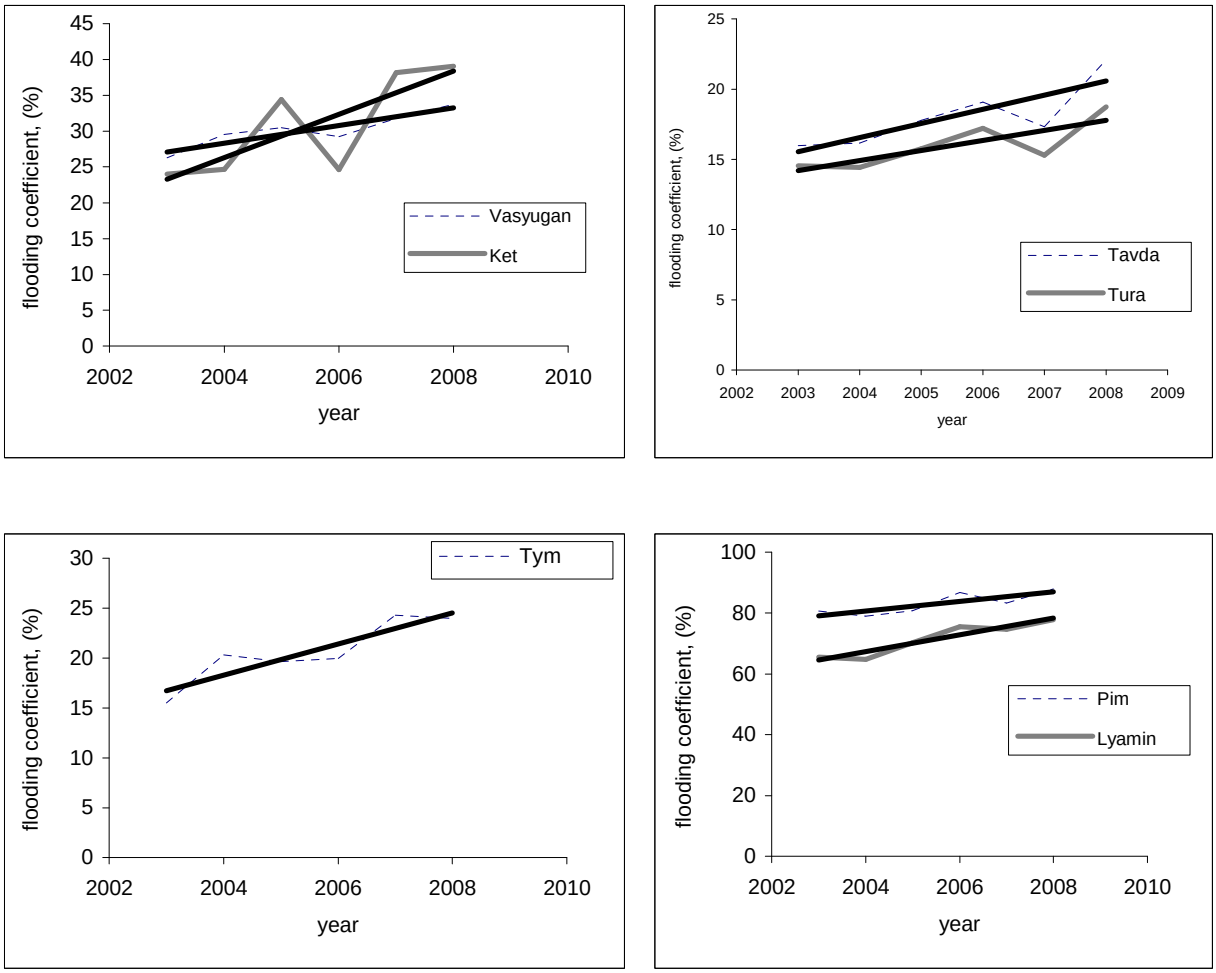


Figure 7 – Interannual inundation variability of basins of Vasyugan, Ket, Tavda, Tura, Tym, Pim, Lyamin rivers (only watersheds with visible increase in inundation are shown)

Despite an increase in flooding in each geographical region for the 5-year period, it is rather difficult to predict a direction, in which flooding of the area will be changing. Therefore, this problem can be further solved by using a number of new satellite altimetry missions that enable to increase length of time series.

Conclusions and perspectives:

1. Changes in air temperature and total precipitation in river basins located in different hydrologic-climatic and swamp zones were analyzed on the basis of data from meteorological stations and model reanalysis. In particular, the analysis of average annual precipitation data (1926-2005) shows that the greatest warming is observed in the northern part of the plain in watersheds of Nadym and Taz rivers (0,37°C/decade). A significant increase in total precipitation is observed in the Trans-Ural Region (Severnaya Sosva, Konda, Tavda, Tura rivers) and in watersheds of Taz, Nazym and Vakh rivers. A trend to increase in total precipitation is observed throughout the area of the plain, except for watersheds of Vasyugan and Om rivers that are characterized by negative trends.
2. The analysis of data on seasonal fluctuations of air temperature and total precipitation has revealed the following:
    - A significant increase in air temperatures is observed in the spring period (March-May) with the greatest warming in the north of the plains, as well as in the Barabinsk station (0,40 to 0,84°C/decade).
    - A significant increase in total atmospheric precipitation is observed in winter, spring and summer seasons. However, in the spring season a significant increase in precipitation is observed in most watersheds located in each hydrologic-climatic and swamp zone.

    Changes in air temperature and total precipitation result in a change of flooded areas. It will be estimated using the satellite altimetry method.
3. The satellite altimetry method enabled to estimate a value and interannual/seasonal variability of flooding extent for watersheds of the Ob basin rivers.
4. A threshold backscatter coefficient (BSC) was determined for each watershed using TOPEX/Poseidon and ENVISAT satellites in order to estimate changes in flooding coefficient of study watersheds in the summer season and within-year variability of this parameter by season.
5. Based on the data from TOPEX/Poseidon satellite, the classification of river basins interannual dynamics of the minimum summer flooding coefficient was proposed, with identification of four geographical areas. This classification matches well with V.A. Zemtsov's classification (2003) based on similarity between the interannual variability and monthly river discharge.

6. Several groups of watersheds, for which interannual variability in flooding level based on the data from TOPEX/Poseidon satellite matches well with total precipitation data based on the model reanalysis from 1993 to 2001.
8. It has been found that a significant decrease in flooding (TOPEX/Poseidon) with time is observed in the inner watershed of the Ob-Irtysh interfluve area and in the watershed of the Om river.
8 Using the data from ENVISAT satellite, the watersheds were classified by interannual dynamics of the flooding coefficient and 4 geographical areas were identified too. In general, they coincided with the areas identified on the basis of the data from TOPEX/Poseidon satellite. An increase in flooding was identified in watersheds of rivers in the Trans-Ural Region, the Surgut Polesie, the Ob-Yenisei interfluve area, as well as in the watershed of the Vasyugan river.

In general, the performed studies show the representativity of the satellite altimetry data as related to flooding level of river watersheds and its space-time variability.

Prospects of the further research. The further research will be aimed at adjusting BSC threshold values for differentiation of landscapes with different flooding and underflooding levels, as well as at studying flooding dynamics by season and for a long-term period.

PUBLICATIONS

1. **M.V. Kolmakova**, E.A. Zakharova, A.V. Kouraev, V.A. Zemtsov, S.N. Kirpotin. Temporal Variability of climate, flooded and wet zones in the Western Siberia from data stations, atmospheric reanalysis and satellite altimetry // Vestnik of Tomsk State University. – 2012. – № 364. – PP. 173-180 (In Russian with an abstract in English).

2. E.A. Zakharova, A.V. Kouraev, S. Biancamaria, **M.V. Kolmakova**, N.M. Mognard, V.A. Zemtsov, S.N. Kirpotin, B. Decharme. Snow cover and spring flood flow in the northern part of the Western Siberia (The Poluy, Nadym, Pur and Taz rivers). Journal of Hydrometeorology. 2011. – Vol. 12 (6). – P. 1498-1511.

3. Zakharova, E.A., Kouraev, A.V., **Kolmakova, M.**, Mognard, N.M., Zemtsov V.A., Kirpotin S.N**.** 2009. The modern hydrological regime of the Northern Western Siberia from in situ and satellite observations. *International Journal of Environmental Studies.* Vol.66, No 4, 447-463.

4. **Kolmakova M.V,** Kouraev A.V., Zakharova E.A., Kirpotin S.N., Zemtsov V.A., Mognard N.M. Spatial and temporal variability of hydrological regime and water quality in the cryolithozone of Western Siberia // Fundamental problems of water and water resources. – 2010. – P. 141-145.

5. Kirpotin S**.**, Polishchuk Yu., Zakharova E., Shirokova L., Pokrovsky O., **Kolmakova M**., Dupre B. One of Possible Mechanisms of Thermokarst Lakes Drainage in West-Siberian North. *International Journal of Environmental Studies*. – 2008. – Vol. 65, No 5. – PP. 631-635.

6. Kirpotin S**.,** Berezin A., Bazanov V., Polishchuk Y., Vorobiov S., Mironycheva-Tokoreva N., Kosykh N., Volkova I., Dupre B., Pokrovsky O., Kouraev A., Zakharova E., Shirokova L., Mognard N., Biancamaria S., Viers J., **Kolmakova M**. Western Siberia wetlands as indicator and regulator of climate change on the global scale. *International Journal of Environmental Studies*. – 2009. – Vol.66, No 4. – PP. 409-421.

Оглавление

Résumé 3
Abstract....8
Введение....30
Глава 1. Общая характеристика территории....35
1.1. Физико-географические факторы, определяющие развитие Западно-Сибирской равнины 35
1.1.1. Орографическая характеристика равнины....35
1.1.2. Современный период формирования рельефа равнины....37
1.1.3. Болотообразовательный процесс как один из основных факторов формирования современного облика Западно-Сибирской равнины....40
1.2. Особенности климата Западно-Сибирской равнины....41
1.3. Гидрография....45
1.3.1. Болотная гидрографическая сеть и ее характеристика....46
1.3.2. Озерность равнины....49
1.4. Ландшафты....50
Глава 2. Методология исследования 57
2.1. Методы исследования 57
2.2. Методы наблюдений и измерений....61
2.2.1. Модельный реанализ....61
2.2.2. Краткий обзор методов дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ)....63
2.3. Методы обработки и анализа информации....75
2.4. Объекты исследования....76
2.5. Исходные материалы, используемые в работе 76
2.5.1. Данные метеорологических станций и модельного реанализа....76
2.5.2. Данные космического зондирования....77
Глава 3. Анализ пространственно-временной изменчивости климата и обводненности речных бассейнов Западной Сибири 83
3.1. Современные тенденции изменения климата....83
3.2. Анализ трендов многолетних и сезонных изменений температуры воздуха и атмосферных осадков (1926-2005 гг.) по данным метеорологических станций и модельного реанализа ERA-40 86
3.3. Временная изменчивость обводненности речных бассейнов Западно-Сибирской равнины по данным спутниковой альтиметрии (TOPEX/Poseidon, ENVISAT)....97
3.3.1. Режим обводненности водосборов по наблюдениям спутника TOPEX/Poseidon 97
3.3.2. Классификация водосборов по характеру межгодового хода коэффициента обводненности по данным спутника ENVISAT 102
Заключение....109
Литература 111
Приложение 1....123
Таблица 1. Краткая классификация методов дистанционного зондирования Земли 123
Приложение 2....125
Таблица 2. Основные термины по методам ДДЗ, используемые в работе 125
Приложение 3....128
Рисунок 1. Типы водосборов по данным спутника TOPEX/Poseidon и модельного реанализа 128
Приложение 4....131
Рисунок 2. Типы водосборов по сезонной изменчивости по данным спутника ENVISAT 131

Введение

Актуальность темы исследования. Для прогноза будущих изменений климата требуются многолетние данные по климатическим и гидрологическим характеристикам, которые можно получать не только с помощью гидрометеорологических наблюдений на станциях, но и с помощью модельного реанализа и спутниковой альтиметрии.

Модельный реанализ представляет собой результат численного моделирования с ассимиляцией данных наземных и спутниковых наблюдений Модельный реанализ широко используется разными научными группами в исследованиях по изменению климата, как в России, так и за рубежом (Serreze et al., 2005; Гордов, 2007). Реанализ ERA-40 на сегодняшний день считается одним из лучших источников информации для анализа климатических изменений.

Спутниковая альтиметрия является одним из активных методов дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ). Метод применяется для исследований поверхности океана (Fu, Cazenave, 2001), измерения точной топографии поверхностей, покрытых льдом в полярных областях (Legresy, Remy, 1997; Remy et al., 1999), для измерения уровня водных объектов суши (Birkett 1995, Cazenave et al. 1997), а в последнее время – для получения информации о режиме обводненности территорий (Zakharova et al., 2009). Последнее является очень важным при изучении гидрологии и геоэкологии Западно-Сибирской равнины, отличающейся сильной заболоченностью. Под степенью обводненности нами понимается относительная площадь покрытия территории постоянно или временно влагой (озера, реки, разного вида топи, речные поймы, болота). Она меняется в пространстве и во времени и отражает характер увлажнения территории. В диссертационной работе в расширение подхода В.С. Мезенцева и И.В. Карнацевича (1969) обводненность рассматривается нами как показатель степени увлажнения территории, определяемой по данным спутниковой альтиметрии.

Заболоченность Западной Сибири и редкая сеть пунктов гидрометеорологических наблюдений затрудняют мониторинг гидрологического режима. Привлечение данных модельного реанализа и спутниковой альтиметрии, обеспечивающих регулярное покрытие всей изучаемой территории Западно-Сибирской равнины, позволяет дополнить натурные наблюдения и значительно расширить область исследований, что и определяет актуальность настоящей работы.

Целью работы является оценка изменчивости тепловлагообеспеченности разных гидролого-климатических зон на территории Западной Сибири по данным метеорологических станций, модельного реанализа и спутниковой альтиметрии в связи с изменением климата.

Задачи исследования:

- провести анализ трендов годовых и сезонных температур воздуха и атмосферных осадков за многолетний период по данным модельного реанализа ERA-40, отнесенным к речным бассейнам среднего размера, и данным метеорологических станций;
- применить данные спутниковой альтиметрии для оценки обводненности изучаемой территории, предварительно определив пороговое значение коэффициента обратного рассеяния (КОР) для каждого бассейна реки, позволяющее отделить обводненную поверхность от сухой;
- оценить временную (межгодовую и сезонную) изменчивость режима увлажнения речных водосборов, находящихся в разных ландшафтных зонах, методом спутниковой альтиметрии (1993-2008 гг.).

Объекты исследования. В качестве объектов исследования выбраны средние по площади речные бассейны, находящиеся в разных гидролого-климатических и болотных зонах Западной Сибири:

I. Зона избыточного увлажнения и недостаточной теплообеспеченности, зоны бугристых болот – водосборы рек Полуй, Надым, Пур, Таз.

II. Зона избыточного увлажнения и выпуклых олиготрофных болот – водосборы рек Северная Сосьва, Конда, Тавда, Казым, Назым, Лямин, Тромъеган, Вах, Большой Юган, Васюган, Тым, Кеть.

III. Зона преимущественно избыточного и достаточного на крайнем юге увлажнения и достаточной теплообеспеченности, соответствующая зоне плоских евтрофных и мезотрофных болот – водосборы рек Тура и Омь в ее верховьях.

IV. Зона недостаточного увлажнения и достаточной теплообеспеченности, зона вогнутых евтрофных и засоленных болот – здесь располагаются низовья бассейна реки Омь и области внутреннего стока (или бессточная область) Обь-Иртышского междуречья.

Предмет исследования – изменчивость показателей тепловлагообеспеченности и обводненности речных бассейнов в разных гидролого-климатических зонах Западно-Сибирской равнины.

Методы исследования. В диссертации использован комплекс методов, таких как *спутниковая альтиметрия*, *картографический*, *статистический.*

Исходный материал, используемый в работе. Исходными данными для оценки климатической изменчивости по температуре воздуха и атмосферным осадкам послужили архивы 1) Всероссийского НИИ гидрометеорологической информации – Мирового центра данных (ВНИИГМИ-МЦД) по станциям Западной Сибири (www.meteo.ru) и 2)

модельного реанализа ERA-40 Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (www.ecmwf.int).

Для оценки характера и изменчивости обводненности территорий водосборов рек использовались данные спутниковых альтиметров TOPEX/Poseidon и ENVISAT, полученные во французском центре наблюдений CTOH (http://ctoh.legos.obs-mip.fr/ French Observation Service dedicated to satellite altimetry studies, г. Тулуза, Франция). В работе также использовались карта «Растительность Западно-Сибирской равнины», М 1:1500000 (1976); и гидрографические характеристики водосборов из монографий (Ресурсы поверхностных вод…, 1978) и (Гидрология заболоченных территорий…, 2009).

Научная новизна представленной работы заключается:

1. в применении данных модельного реанализа ERA-40 по ***речным бассейнам*** (21 водосбор) для оценки изменчивости тепловлагообеспеченности территории;
2. использовании ***данных спутниковой альтиметрии*** для оценки пространственно-временной изменчивости обводненности речных бассейнов на основе анализа коэффициента обратного рассеяния (КОР), пороговые значения которого уточнены по гидрографическим характеристикам исследуемых водосборов;
3. выявлении связи между степенью обводненности и осадками летнего периода по данным модельного реанализа для ряда водосборов;
4. подтверждении репрезентативности данных спутниковой альтиметрии для оценки временной динамики обводненности речных бассейнов;
5. классификации речных водосборов Обского бассейна по характеру межгодового и сезонного хода коэффициента обводненности.

Практическое значение работы и реализация результатов. Диссертация выполнена в рамках международного российско-французского проекта **CAR-WET-SIB** «Биогеохимический цикл углерода в заболоченных ландшафтах Западной Сибири» при поддержке Посольства Франции, а также при поддержке грантов РФФИ № 08-05-92496, № 11-05-93109.

Показано, как метод спутниковой альтиметрии можно использовать не только для измерений высоты поверхностей, но и для оценки сезонной и межгодовой изменчивости степени обводненности речных бассейнов.

Основные выводы и результаты работы используются при подготовке и преподавании курсов двух магистерских программ по направлению «гидрометеорология»: «гидрология суши», и «гидрология и геоэкология заболоченных нефтегазоносных территорий» в Томском государственном университете.

Основные положения, выносимые на защиту:

4. Данные модельного реанализа ERA-40 являются надежным источником для оценки изменчивости температуры воздуха и атмосферных осадков в ***бассейнах рек*** Западной Сибири.
5. Метод спутниковой альтиметрии является дополнительным источником информации, который позволяет оценивать относительную площадь и временную изменчивость обводненных территорий в бассейнах рек.
6. Метод спутниковой альтиметрии позволяет проводить районирование территории.

Личный вклад автора. Все основные результаты выполненных исследований были получены лично автором или при его активном участии. Выбор направления исследований, обсуждение результатов и формулировка задач проводились совместно с научными руководителями В.А.Земцовым и А.В.Кураевым, а также с научным сотрудником лаборатории по изучению геофизики и океанографии спутниковыми методами в г. Тулуза Е.А.Захаровой. Основная обработка данных по спутниковой альтиметрии были проведены совместно с А.В.Кураевым и Е.А.Захаровой.

Апробация результатов исследования. Основные результаты обсуждались на международных и всероссийских конференциях: Европейского Геофизического Союза (European Geosciences Union, Вена, Австрия, 2009, 2010); Европейского Космического Агентства (ESA) «Спутниковые методы в гидрологии: комплексный подход в гидрологических исследованиях» («Earth observation and the water cycle: towards a water cycle multi-mission strategy») (Фраскати, Италия, 2009); Европейского Геофизического Союза «Леонардо» по актуальным проблемам водных ресурсов (EGU Leonardo Topical Conference Series on the hydrological cycle – 2010) (Люксембург, 2010); Enviromis-2010 (Томск, 2010); «Фундаментальные проблемы воды и водных ресурсов» (Барнаул, 2010); на трехстороннем российско-французско-немецком семинаре «Климато-регулирующая роль лесных и болотных экосистем: ландшафтно-экологические и социальные аспекты» (The climate regulating role of forest-bog ecosystems: landscape-ecological and social aspects) (Гамбург, Германия, 2010), Международной научно-практической конференции «Климатология и гляциология Сибири» (Томск, 2012).

По материалам диссертации опубликовано 5 статей, включая 2 – в журналах, которые входят в перечень рецензируемых научных журналов и изданий.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, трех глав, заключения и списка литературы, состоящего из 160 наименований, в том числе 60 на иностранном

языке. Все таблицы и фотографии, если в подписи к ним не указано другое, выполнены автором.

Благодарности. Автор выражает искреннюю благодарность своим руководителям В.А.Земцову и А.В.Кураеву, а также соавторам публикаций Е.А.Захаровой, С.Н.Кирпотину, Н.М.Моньяр за идеи, консультации и помощь при написании работы.

Особую благодарность автор выражает доценту кафедры метеорологии и климатологии ТГУ И.В.Кужевской, сотруднику лаборатории по изучению геофизики и океанографии спутниковыми методами в г. Тулуза С.Бьянкамария за помощь в подготовке и анализе данных по климату, а также аспиранту ТГУ Р.М.Манассыпову за помощь в проведении полевых исследований.

Отдельное спасибо автор выражает всем организациям, которые предоставили финансирование для выполнения данной работы: Посольству Франции в Москве, Томскому государственному университету, Университету им. Поля Сабатье – Тулуза III, РФФИ, лаборатории по изучению геофизики и океанографии спутниковыми методами (LEGOS, г. Тулуза, Франция). Автор искренне благодарит сотрудников и аспирантов лаборатории LEGOS, а также региональное образовательное учреждение г. Тулузы (CROUS) за моральную поддержку и помощь во время пребывания во Франции.

В **первой главе** охарактеризованы основные физико-географические факторы и закономерности, которые определили развитие исследуемой территории и особенности климата.

Вторая глава посвящена методам исследования, которые используются в данной диссертации. В начале дается краткое описание объектов исследования, а затем самих методов исследования. В главе подробно изложен принцип работы метода спутниковой альтиметрии, дана краткая характеристика методам дистанционного зондирования Земли, а также изложен метод модельного реанализа, с помощью которого исследуются климатические характеристики.

В **третьей главе** представлены результаты выполненной работы 1) анализ по тепловлагообеспеченности разных гидролого-климатических и болотных зон, 2) анализ изменчивости обводненности речных бассейнов по данным спутниковой альтиметрии.

В **заключении** приведены выводы и результаты выполненной работы, а также перспективы дальнейших исследований.

Глава 1. Общая характеристика территории

Западно-Сибирская равнина (рис. 1) занимает площадь около 3 млн. км^2 и является уникальным районом земного шара вследствие ее высокой заболоченности, которая обусловлена климатическими и орографическими факторами. Территория равнины ограниченна с запада Уральскими горами, с севера – Карским морем, с востока – р. Енисей, с юга – предгорьями Алтая и Казахским мелкосопочником.

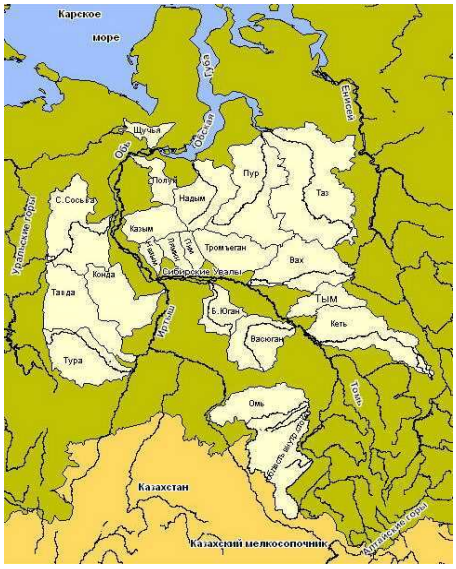


Рисунок 1 – Географическое положение Западно-Сибирской равнины и основные исследуемые речные бассейны

1.1. Физико-географические факторы, определяющие развитие Западно-Сибирской равнины

1.1.1. Орографическая характеристика равнины

Образование Западно-Сибирской плиты началось в верхней юре. Поверхность ее фундамента образовала величайшую котловину с относительно выровненным днищем, наклоненным в северном направлении, с крутыми северным, восточным бортами и более пологими западным и южным (Инженерная геология СССР…, 1976).

Равнина по рельефу подразделяется на две орографические зоны: внешнюю и внутреннюю. Внешняя зона состоит из полого наклоненных к внутренней части плиты пластовых равнин, предгорных плато и возвышенностей. Абсолютные отметки в их пределах выше 100 м. Внутренняя зона занимает наиболее пониженную центральную и северную части Западно-Сибирской равнины. Ее высоты изменяются от 0–5 м на побережье Карского моря до 150-200 м, отчетливо прослеживается чередование обширных низменных равнин высотой до 50-100 м (на юге 100-120 м) и более узких возвышенностей (Земцов, 1976).

Одной из наиболее крупных орографических единиц Западно-Сибирской равнины являются Сибирские Увалы (160–210 м абс. высоты), вытянутые широтно с запада на восток от Оби до Енисея, образовавшиеся в конце олигоцена и начале неогена (Земцов, 2001).

Современный рельеф связан с климатическими условиями. В раннем мезозое и кайнозое в Западной Сибири господствовал влажный и теплый климат, а сама территория представляла собой обширную аллювиально-озерную равнину с отдельными участками эрозионного рельефа в виде пологих возвышенностей (Гольберт и др., 1968).

В начале олигоценового периода, влажный и теплый климат сменился на континентальный, а громадный морской бассейн, существовавший на ее территории, исчез вследствие активизации положительных тектонических движений (Инженерная геология СССР…, 1976).

Тектонические процессы ярко выражены в строении рельефа Западно-Сибирской плиты – крупнейшей плиты Центрально-Евразиатской молодой платформы. Ее естественными геологическими границами являются линии выклинивания сплошного распространения осадочных мезозойских и кайнозойских отложений. Тектонические движения палеозоя и мезозоя создали «каркас» современного орографического плана равнины. Неотектонику Западно-Сибирской плиты изучали Н.И.Николаев (1962), С.Б.Ершова (1976), Н.С.Евсеева (2011).

По многочисленным данным подтверждается различная активность движений, которые отчетливо проявляются в современном ходе развития природы (Орлов, 1968). Например, понижение обширного участка равнины (Юганская впадина) вызывает прогрессивное обводнение, аккумуляцию и заболачивание, значительно превышающие по темпам и мощности развития типичные для данной природной зоны. Вследствие опускания происходило повсеместное заболачивание района. В верховьях бассейна Лямина также происходят современные тектонические отрицательные движения. Это проявляется в сплошной заболоченности древних речных долин и междуречий.

Верховья бассейна р. Большого Югана испытывают медленное вековое поднятие. Уменьшается подтопление, понижаются базисы эрозии, увеличиваются возможности стока поверхностных и грунтовых вод. Приподнимающиеся участки плоских заболоченных водоразделов подвергаются расчленению. Многочисленные ручьи и реки сравнительно быстро и легко прорезают торфяники и рыхлые толщи минеральных грунтов, которыми сложены водоразделы, и осушают их (Орлов, 1968).

По современным данным ЦГЭ (ОАО Центральная геофизическая экспедиция) в осадочном чехле Западной Сибири выявлен особый тип разломов, связанный с

проявлением горизонтальных сдвигов фундамента. Установлено, что территория на севере Западно-Сибирской плиты (Надым-Пурская, Пур-Тазовская синеклизы) подвержена интенсивным сдвиговым деформациям земной коры. По результатам сейсморазведки доказано, что проявление структур горизонтального сдвига (СГС, новый тип тектонических структур) для севера Западной Сибири – явление широко распространенное (Гогоненков и др., 2008).

Таким образом, тектонические процессы, начавшиеся еще в отдаленные геологические эпохи, продолжаются и в настоящее время, определяя современный ход развития природы данной территории.

1.1.2. Современный период формирования рельефа равнины

События четвертичного периода оказали большое влияние на формирование ландшафтов Западной Сибири (Гвоздецкий, Михайлов, 1978). Одним из них были морские трансгрессии, на севере равнины, которые сыграли важную роль в формировании ее рельефа. Об этом свидетельствует наличие мощных толщ морских осадков мезозойско-кайнозойского возраста в геологическом разрезе осадочного чехла равнины. Трансгрессии сопровождались регрессиями моря. Прогибание плиты полностью компенсировалось осадконакоплением. Другим фактором являлись неоднократные оледенения, которые привели к образованию многолетней мерзлоты, и связанного с ней широкого спектра криогенных геологических процессов и явлений. Сюда относятся как процессы, связанные с оттаиванием пород – термокарст, солифлюкция, термоэрозия и др., так и процессы, связанные с промерзанием пород – криогенное пучение, криогенное растрескивание и рост полигонально-жильных льдов, наледеобразование, а также процессы, сопровождаемые промерзанием – заболачивание, аккумуляция эоловых отложений. Кроме перечисленных, на территории протекают и другие процессы: осыпи, обвалы, аккумуляция аллювиальных и озерных отложений.

Следует также отметить типичные элементы географического ландшафта криолитозоны – термокарстовые просадки грунта, гидролакколиты (рис. 2) и бугры пучения (рис. 3) (Земцов, 1976).

Карта, представляющая развитие современных термокарстовых процессов представлена на рисунке 4. Так, при вытаивании крупных скоплений пластового льда формируются провальные озера глубиной до 10-15 м и диаметром 50-100 м. Эти озера называются термокарстовыми. Они могут мигрировать, подвергая переработке

значительные пространства. Высохшие термокарстовые котловины (хасыреи) достигают в диаметре нескольких километров. Большое количество хасыреев является признаком активного неотектонического поднятия территории (Земцов, 1976). Это согласуется с данными других исследователей, отмечавших, что территория междуречья Надыма и Пура испытывает в новейший этап устойчивые положительные движения (Инженерная геология СССР, 1976). Проявление термокарста в пределах Западно-Сибирской плиты подчиняется условиям широтной зональности (Геокриологические условия…, 1967). В направлении на север от южной границы многолетнемерзлых пород наблюдается закономерное увеличение интенсивности и морфогенетического разнообразия современных термокарстовых форм, достигающих максимума в южной половине зоны. Это увеличение происходит за счет того, что с юга на север улучшаются условия для развития термокарста в связи с возрастанием площади многолетнемерзлых толщ и их льдистости.



Рисунок 2 – Гидролакколит (ледяное ядро) в районе Надым-Пурского междуречья
Примечание – образуется в результате увеличения объема подземных вод при замерзании в областях развития многолетне-мерзлых пород. Покрыт деформированными отложениями (торф, глина, суглинки). Гидролакколиты могут достигать высоты 25-40 м и ширины 200 м



Рисунок 3 – Мерзлый бугор пучения
Примечание – образовался на месте спустившегося термокарстового озера (один из элементов мерзлых бугристых болотных комплексов, характеризующихся стадиями эндогенной сукцессии; мерзлый бугор – одна из этих стадий) в районе месторождения Медвежье Надым-Пурского междуречья

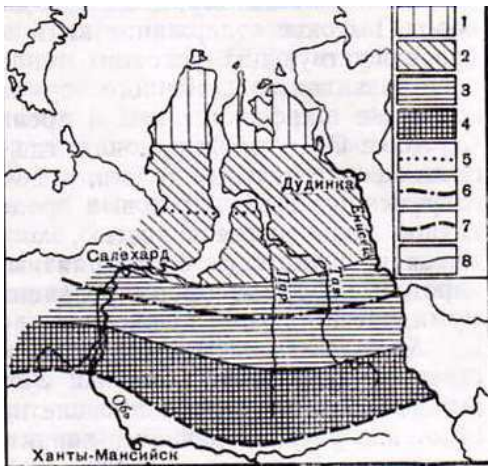


Рисунок 4 – Схематическая карта развития современных термокарстовых процессов в пределах Западно-Сибирской плиты (Геокриологические условия…, 1967)
Примечание – 1 – зона замедленного развития термокарстовых процессов; 2 – зона интенсивного развития термокарстовых процессов; 3 – зона активного развития термокарстовых процессов; 4 – зона развития термокарстового процесса только на торфяниках; 5 – южная граница развития современных термокарстовых процессов по сингенетическим сегрегационным и повторно-жильным льдам и по ледяным пластам; 6 – то же по эпигенетическим повторно-жильным льдам; 7 – то же по эпигенетическим сегрегационным льдам; 8 – границы между зонами

Особый интерес представляют термокарстовые процессы последних десятилетий. Именно субарктические ландшафты являются наиболее чувствительными к температурным изменениям вследствие таяния многолетней мерзлоты (Callaghan & Jonasson, 1995).

Исследованиям болотных экосистем субарктики Западной Сибири уделяется особое внимание. Бугристые болота субарктики являются хорошим природным индикатором климатических изменений. Следует отметить, что до недавнего времени ландшафт мерзлых бугристых болот находился в достаточно стабильном состоянии, которое выражается в периодичности их развития, связанной с сукцессией: мерзлый бугор – мочажина – термокарстовое озеро – спущенное озеро хасырей – молодой хасырей – старый хасырей – мерзлый бугор (Кирпотин и др., 1995; 2003). Однако в последние годы произошло нарушение существовавшего баланса между процессами термокарста и мерзлотного пучения, что привело к сбою циклического процесса. Можно говорить о том, что сукцессионный процесс приобрел линейный характер, направленный в сторону усиления термокарста (Кирпотин и др., 2004).

Однако термокарстовым процессам подвержены не только субарктические ландшафты Западной Сибири, но и уникальная озерно-болотная система урочища Ештыкель Горного Алтая, в исследованиях которой автор диссертации принимала непосредственное участие. Для горных мерзлотных болот Алтая исследования также

показали усиление процессов деградации мерзлых торфянистых и минеральных грунтов, формирование специфических форм микрорельефа, обусловленных процессами термокарста, – образование термокарстовых западин – образование новых озерковых комплексов, увеличение площадей внутриболотных водоемов. Современная климатическая обстановка, несомненно, способствует усилению термокарстовой активности в пределах бугристо-западинного комплекса в окрестностях озера Джангысколь. Однако по сравнению с обширными равнинными заболоченными территориями Западной Сибири их динамика существенным образом осложняется орографическими особенностями и повышенной контрастностью микроклиматических условий в пределах горной страны (Волкова и др., 2009).

1.1.3. Болотообразовательный процесс как один из основных факторов формирования современного облика Западно-Сибирской равнины

Помимо криогенных процессов в субарктике Западной Сибири, существенное влияние на формирование и преобразование современного рельефа равнины оказывает болотообразовательный процесс, в результате которого сформировались мощные торфяные залежи. Эти образования особенно широко развиты в центральных и северных районах Западно-Сибирской плиты, и занимают огромные площади, как на междуречных равнинах, так и на надпойменных террасах. Особенно широко они развиты в таежной зоне, где занимают до 50% и более площади междуречий. В лесотундре площадь, занятая болотными отложениями, составляет 14% (Инженерная геология СССР, 1976), а в тундре она существенно сокращается.

Анализ данных о геологическом строении мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Западной Сибири показал, что торфяные болота составляли неотъемлемую часть природных ландшафтов Западно-Сибирской равнины на протяжении всей истории ее континентального существования. На каждом новом этапе четвертичной истории Западно-Сибирской равнины, в фазы относительно спокойного тектонического развития, неоднократно создавались условия, необходимые для развития болотообразовательного процесса и накопления торфа (Инженерная геология СССР, 1976).

Таким образом, в формировании рельефа равнины принимали участие различные процессы. Практически все формы современного рельефа сложены четвертичными отложениями. Значительная роль принадлежит ледниковым покровам как мощному фактору рельефообразования. Тектонические процессы, активизация которых началась в позднем кайнозое, являлись одним из основополагающих факторов в окончательном формировании морфоструктуры равнины. Исключительная заболоченность Западно-

Сибирской равнины и наличие мощных торфяников также оказывает значительное воздействие на рельеф равнины. Современные тектонические движения лишь вносят коррективы в общую схему географического распространения болот, определяемую климатической зональностью (Земцов, 1976).

1.2. Особенности климата Западно-Сибирской равнины

Большая протяженность Западно-Сибирской равнины с юга на север обуславливает климатические различия разных ее районов и особенно ее северной и южной частей, связанные с изменением количества солнечной радиации и характером циркуляции воздушных масс, особенно потоков западного переноса. Атмосферное увлажнение территории почти целиком зависит от влаги, приносимой с запада, с Атлантики, а влияние континента выражается в большой повторяемости антициклональной погоды, в интенсивной трансформации воздушных масс летом и зимой. В формировании температурного режима равнины важное значение имеет открытость ее территории с севера и с юга, что способствует свободному проникновению в течение всего года холодного арктического воздуха в этом направлении. Более того, свободный вынос прогретого континентального воздуха с юга на север приводит к резким изменениям давления и температуры в течение года и даже суток (Орлова, 1962).

Территория Западно-Сибирской плиты благодаря своему континентальному положению и особенностям циркуляции воздушных масс отличается суровой продолжительной зимой с сильными ветрами и метелями. На севере равнины зимой выпадает 45% годового количества осадков, в центральных – выше 30%, на юге около 20%. Появление снежного покрова на севере отмечается в конце сентября, а к середине октября снежный покров охватывает лесную зону. Продолжительность залегания снежного покрова в северных районах достигает 240-270 дней, а на юге – 160-170 дней. В безлесных – тундровых и степных – провинциях, где зимой бывают сильные ветры и метели, снег распределяется очень неравномерно, так как ветры сдувают его с повышенных элементов рельефа в понижения, где образуются мощные сугробы (Орлова, 1962).

Весна является наиболее сухим, ясным и ветреным временем года. На юге Западной Сибири она часто бывает засушливой. Недостаток осадков весной иногда совпадает с малыми запасами влаги в почве вследствие недостаточности осеннего увлажнения и малыми запасами снега зимой.

Лето в Западной Сибири повсеместно отличается большими значениями суммарной радиации. Характерным и основным процессом летнего времени года в южной

половине территории является формирование континентального воздуха умеренных широт, а в степной части территории нередко наблюдается приток континентального тропического воздуха из Средней Азии (Орлова, 1962).

Осенний период в Западной Сибири немного продолжительнее, чем весенний. На севере осень наступает рано. В тундре переход к отрицательным температурам происходит в третьей декаде сентября. В степной же полосе начало сентября бывает нередко теплым и носит летний характер (Шварева, 1976).

Большая протяженность плиты с севера на юг – от побережья Северного Ледовитого океана до 50-й параллели (около 2500 км) – обуславливает значительные различия в радиационном режиме отдельных районов. Это связано с различной продолжительностью солнечного сияния в этих районах, с различным соотношением приходящей и уходящей радиации (радиационным балансом), а также с особенностями структуры теплового баланса. Известно, что радиационный баланс земной поверхности – показатель, характеризующий одновременно энергетические ресурсы всего физико-географического процесса, энергоресурсы климата и тепловые ресурсы процесса испарения (Григорьев, Будыко, 1965). Они расходуются различно в разных широтах в соответствии с существующими условиями испарения: чем больше расход на испарение, тем меньше тепла остается на нагревание грунтов и воздуха.

В самом тесном соответствии с пространственным распределением величины радиационного баланса, режимом возрастания и убывания положительной и отрицательной его составляющих в течение года и характером циркуляции воздушных масс находятся и длительность сезонов года, и время залегания снежного покрова, и даты перехода температуры воздуха через определенные пределы, и ее среднегодовые величины, и даты заморозков. Многие из этих факторов (среднегодовые температуры, снежный покров) оказывают решающее влияние на формирование современного состояния и температурного режима горных пород в верхней части разреза, определяющие характер развития и деградации многолетнемерзлых пород. Кроме того, пространственное распределение радиационного баланса и его составляющих оказывает огромное влияние на характер увлажнения. Под увлажнением понимается степень обеспеченности территории влагой, необходимой для развития природных процессов. Увлажнение зависит в основном от количества и режима (годового хода, интенсивности) осадков и испаряемости, регулируемой тепловыми ресурсами и дефицитом влажности воздуха. Это одна из важнейших характеристик климата, т.к. вместе с температурными условиями она определяет тип растительности и всего географического ландшафта (Будыко, 1974; Мезенцев, Карнацевич, 1969).

Степень общей увлажненности Западно-Сибирской равнины различна в разных ее частях. Она изменяется от избыточной на севере до неустойчивой в лесостепи и северных районах степи и недостаточна в зоне сухих степей юга плиты в соответствии с различным соотношением составляющих водного баланса (осадков, стока и испарения). На самом севере равнины, в тундре и лесотундре, где испарение мало из–за низких температур и высокой влажности, создаются условия крайне избыточного увлажнения.

В.С.Мезенцев и И.В.Карнацевич (1969) на основе балансовых расчетов показали основные региональные закономерности пространственной изменчивости составляющих водного баланса. Согласно их данным, общее увлажнение увеличивается с юга на север от 350 до 750-800 мм на севере и северо-востоке. На большей части территории Западно-Сибирской равнины значительная часть поступившей из атмосферы влаги стекает. Речной сток закономерно увеличивается с юга на север, а испарение к северу от таежной зоны уменьшается вследствие недостатка тепла, а к югу – из-за недостатка влаги.

Таким образом, характер теплообеспеченности и увлажненности в пределах Западно-Сибирской равнины существенно изменяется с севера на юг. На основе анализа закономерностей пространственной изменчивости и соотношения составляющих теплового и водного балансов, в пределах рассматриваемой территории выделяется восемь гидролого-климатических зон (Мезенцев, Карнацевич, 1969). Основные количественные характеристики элементов водного баланса, водных ресурсов и показателей тепловлагообеспеченности Западно-Сибирской равнины по зонам представлены в таблице 1 и на рисунке 5.

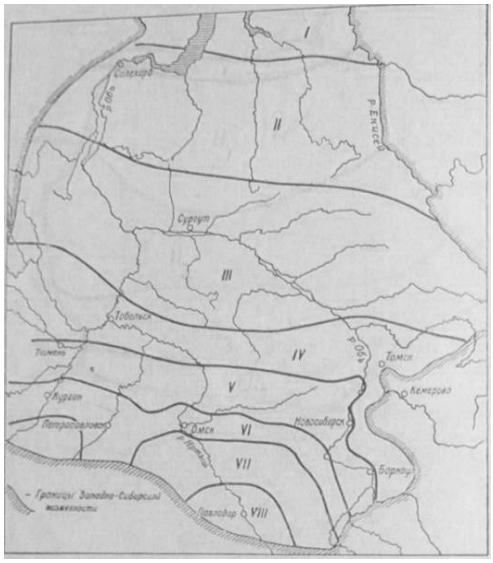


Рисунок 5 – Гидролого-климатические зоны Западно-Сибирской равнины (Мезенцев, Карнацевич, 1969)

I. **Зона постоянного весьма избыточного увлажнения и весьма недостаточной теплообеспеченности;**
II. **Зона весьма избыточного увлажнения и недостаточной теплообеспеченности;**
III. **Зона избыточного увлажнения в средний и влажный годы и оптимального увлажнения и достаточной теплообеспеченности в сухой год повторяемостью один раз в 5 лет;**
IV. **Зона оптимального сочетания тепла и влаги в средний и сухой годы и избыточного увлажнения во влажный год повторяемостью один раз в 5 лет;**
V. **Зона оптимального увлажнения во влажный год, достаточного увлажнения в средний год и недостаточного увлажнения в сухой год повторяемостью один раз в 5 лет; теплообеспеченность зоны достаточная;**
VI. **Зона оптимального увлажнения во влажный год повторяемостью один раз в 5 лет и недостаточного увлажнения в средний и сухие годы; теплообеспеченность зоны достаточная;**
VII. **Зона недостаточного увлажнения во влажный год повторяемостью один раз в 5 лет и весьма недостаточного увлажнения в средний и сухие годы; теплообеспеченность зоны достаточная;**
VIII. **Зона постоянного весьма недостаточного увлажнения; теплообеспеченность зоны достаточная.**

Таким образом, в пределах Западно-Сибирской равнины достаточно четко обособляются три принципиально различных широтных пояса по характеру увлажнения и теплообеспеченности: пояс весьма избыточного увлажнения и недостаточной теплообеспеченности (зоны I и II), пояс преимущественно избыточного и достаточного на крайнем юге увлажнения и достаточной теплообеспеченности (зоны III и IV и большая часть зоны V) и пояс недостаточного увлажнения и достаточной теплообеспеченности (юг зоны V и зоны VI–VIII). Следует отметить, что границы между естественными физико-географическими зонами сформированы исторически сложившимися гидролого-климатическими условиями в средний, сухой и влажный годы повторяемостью один раз в 5 лет. Именно такая повторяемость сухих и влажных лет является тем порогом, минуя который тепловлагообмен между земной поверхностью и атмосферной приводит к однозначно направленным необратимым последствиям в почвенно-ботаническом процессе, формирующем качественные и количественные различия и сходства ландшафтных признаков различных зон.

Соответственно на равнинной территории, в связи с хорошо выраженной зональностью климата с юга на север сменяются ландшафтные зоны степи, лесостепи, лесов, тундры.

Границы гидролого-климатических зон, как и границы почвенных, растительных зон, обозначаются лишь условно. Эти границы размыты вследствие многолетних колебаний гидрометеорологического режима. Переход количества влаги и тепла в качественные различия почв и растительности происходит в пространстве плавно и во времени медленно.

Таблица 1 – Количественные характеристики элементов водного баланса, водных ресурсов и показателей тепловлагообеспеченности Западно-Сибирской равнины по гидролого-климатическим зонам (Мезенцев, Карнацевич, 1969)

Гидролого-климатическая зона	Максимально возможное испарение за год Zm (мм)	Радиационный баланс, R(ккал/см² год)	Общее увлажнение за год (мм)	Осадки за теплый период(апрель-октябрь) (мм)	Суммарное испарение за год, Z (мм)	Сток рек за год, (мм)
1	< 450	< 17	-	< 350	< 440	-
2	445-555	17-22	740-800	350-480	440-500	250-325
3	520-630	22-25	630-770	420-490	475-500	140-275
4	600-725	24-30	500-650	400-450	450-500	60-150
5	650-750	26-32	400-550	320-400	400-450	25-75
6	690-750	29-35	390-450	280-330	350-420	15-30
7	715-800	30-37	320-400	230-280	300-370	8-25
8	770-820	> 35	290-320	200-230	< 300	5-8

1.3. Гидрография

Условия формирования гидрографии Западно-Сибирской равнины весьма разнообразны, что связано с большой протяженностью территории и различиями в ее рельефе и увлажненности.

Речная сеть представлена рекой Обь с ее многочисленными притоками, главным из которых является Иртыш, небольшими левыми притоками Енисея, а также реками Надым, Пур и Таз. Площадь бассейна р. Обь более 3 млн. км^2. Общая длина реки, от места слияния Бии и Катуни до впадения в Обскую губу, равна 3 680 км. Обь представляет типичную равнинную реку с малыми уклонами русла. В бассейне реки насчитывается

свыше 161 тыс. водотоков и около 580 тыс. озер (Гидрография Западной Сибири, 1961). Водный режим реки Обь носит сложный характер, он меняется в различных частях ее течения в зависимости от условий питания реки.

Для бассейна Оби характерно наличие областей внутреннего стока, которые не отдают свои воды в речную систему Оби, полностью расходуя их на испарение. Общая площадь этих «бессточных областей» равна 525 тыс. км^2 или 18% площади бассейна Оби (Кузин, Бабкин, 1979).

В среднем течении река протекает в пределах тайги и принимает ряд многоводных притоков, поэтому водоносность ее резко увеличивается. Нижнее течение Оби характеризуется незначительным нарастанием площади бассейна. Широкая пойма (местами более 50 км) образует отдельные массивы и острова.

Максимальный расход воды и слой стока за половодье за многолетний период у реки Обь в районе Салехарда составляет 28 600 м^3/с и 105 мм (Гидрография Западной Сибири, 1961).

Реки равнины имеют весенне-летнее или (реже) весеннее половодье и паводки в теплое время года, зимняя межень глубокая и продолжительная. Наибольший вклад в формирование местного стока Западной Сибири (232 км^3/год, или 58% всего объема) вносит лесная зона, занимающая 49% площади, на горные районы при площади 7,4% приходится 66,8 км^3/год, или 16,7% местного стока (Савкин, 1996). Местный сток в степи и лесостепи составляет 48,3, в тундре 51,3 км^3/год.

1.3.1. Болотная гидрографическая сеть и ее характеристика

Как отмечено в предыдущих разделах, болотообразовательный процесс на территории Западно-Сибирской равнины играет очень важную роль, формируя особые гидрологические условия. Развитию болот в пределах равнины способствуют физико-географические условия, такие как высокая степень увлажненности, крайне замедленный поверхностный сток в связи с исключительной равнинностью территории, с обилием и высоким стоянием грунтовых вод, а в северной части – почти сплошным развитием многолетней мерзлоты (Земцов, 1976).

Следует отметить, что у болот также есть своя гидрографическая сеть, у которой есть свои особенности. Болотной гидрографической сетью называются располагающиеся на территории болотных ландшафтов ручьи, речки, озера, озерки и топи. Характер этих водных объектов в условиях болот отличен от аналогичных водных объектов суши

вследствие своеобразия их происхождения, обусловленного процессом развития болотных массивов.

Вопросам изучения болотной гидрографической сети посвящены работы И.Д.Богдановской-Гиенэф (1953), Е.А.Галкиной (1949), Е.А.Романовой (1949; 1953), К.Е.Иванова (1976), С.М.Новикова (Гидрология заболоченных территорий…., 2009). Развитая гидрографическая болотная сеть наблюдается, как правило, на системах болотных массивов. На простых болотных массивах водные объекты встречаются реже.

Образование современной поверхностной гидрографической сети на болотах тесным образом связано с формой рельефа болотных массивов и их систем и с различиями в водопропускной способности деятельного горизонта в различных микроландшафтах (Иванов, 1953).

Из особенностей гидрологии болот отметим следующее (Болота Западной Сибири…., 1976). Сток с болот осуществляется по гидрографической сети, состоящей из болотных водотоков, озер и топей, либо фильтрацией в деятельном горизонте торфяной залежи. Дренирующая способность внутриболотных водотоков невелика из-за их слабого вреза и больших расстояний между дренами, а также резкого уменьшения коэффициентов фильтрации в деятельном горизонте при снижении уровней болотных вод. Поэтому внутриболотные водотоки пересыхают летом, зимой сток в них также практически прекращается.

Часть поверхностных вод, не попадающая в болотные водотоки, фильтруется к периферии верховых болот в деятельном горизонте торфяников. Он сложен из живых растений и их слаборазложившихся остатков, поэтому в нем наблюдается самая высокая пористость и водопроницаемость. Фильтрационный сток с водораздельных болот, особенно имеющих выпуклую поверхность со значительными уклонами, поступает на периферийные участки, переувлажняя их и подпитывая верхние горизонты подземных вод, уровни которых повышаются, и происходит подтопление окружающей местности.

Сток с болот начинается, когда уровни воды попадают и продолжают повышаться в пределах деятельного горизонта торфяника. В заболоченном речном бассейне Д.А.Бураков (1978) выделил три зоны формирования стока: 1) зону преимущественно фильтрационного стока – верховой болотный массив, где сток осуществляется в деятельном слое; 2) зону временной аккумуляции талых вод и формирования руслового стока – полоса заболоченных лесов и топей, подтопляемая весной в результате поступления талых вод с примыкающих верховых болот, а также за счет таяния местных снегов; в этой обводненной полосе оформляется русловый сток в понижениях, далее

превращающихся в русла; 3) зону развитого руслового стока – полоса тайги, дренированная сетью ручьев и рек.

Избыток талых вод с открытых центральных частей болотного массива (зона 1) поступает в периферийные заболоченные леса и лесные болота (зона 2), где снег тает медленнее. В результате на периферии верховых болот скапливается большое количество талых вод, сток которых затруднен, поскольку в краевых заболоченных лесах еще сохраняются сугробы снега. Дальнейшее более позднее таяние этих снежных масс и снега, накопленного в приречных дренированных лесах, приводит к сложению волн половодья с открытой и залесенной частей бассейна, что приводит к образованию на малых реках высокого одновершинного половодья. Такая динамика наблюдается, в основном, в годы с высоким осенним увлажнением. В годы с низким предшествующем увлажнением водоотдача бассейна начинается в конце снеготаяния из-за больших затрат талых вод на заполнение более значительной водоудерживающей емкости бассейна (Бураков, 1978).

Важным вопросом является регулирующая емкость болот и всего заболоченного речного бассейна. Регулирующая емкость болот любого типа бывает достаточной для уменьшения максимальных расходов и уровней воды во время половодья и паводков. Наибольшее снижение максимумов стока при одинаковой степени заболоченности наблюдается там, где распространены болота с озерно-болотными комплексами и сильно обводненными микроландшафтами, а также низинные болота. Меньше снижаются максимумы стока с выпуклых верховых болот со среднеобводненными микроландшафтами и развитой ручейковой сетью, дающей благоприятную возможность для быстрого сброса талых вод с болота (Бавина, Цветанова 1983).

Разные типы болот имеют разную регулирующую емкость: 1) верховые болота обладают весьма небольшой регулирующей емкостью, которая ограничена объемом деятельного горизонта толщиной в первые десятки сантиметров; 2) низинные и переходные болота обладают большей регулирующей способностью, они накапливают и пропускают через торфяную залежь значительные массы воды. Более того, существование низинных болот свидетельствует о том, что наряду с поверхностным имеется достаточно обильное грунтовое питание и благоприятные условия для формирования подземного притока в реки; 3) водораздельные болота относятся к области поверхностного стока, в их пределах условия питания подземных вод и формирования подземного притока в реки неблагоприятны (Минин и др., 1968; Болота Западной Сибири……, 2000).

Таким образом, болота уменьшают (за счет повышенного в большинстве случаев испарения) общее количество поступающей в речные бассейны извне влаги и перераспределяют ее во времени, влияя на сток рек.

Гидрологическая функция болот проявляется в аккумуляции атмосферной влаги в торфяниках и гидрографической сети, формировании специфической болотной гидрографической сети, испарении с болот и стоке поверхностных вод (сосредоточенном в гидрографической сети и диффузном – в деятельном слое), питании подземных вод и образовании подземной составляющей стока, сезонном перераспределении стока и формировании качества поверхностных вод. Гидрологическая функция также проявляется в двух взаимосвязанных аспектах: количественном и качественном. Первый касается количественных характеристик стока воды и водных ресурсов. Второй относится к показателям качества вод (содержание взвешенных и растворенных веществ, гидробиологические показатели и т.д.) (Болота Западной Сибири…, 2000).

1.3.2. Озерность равнины

На территории Западно-Сибирской равнины находится большое количество озер. Общая озерность равнины составляет 5-10%. Распределены озера крайне неравномерно. А.А. Земцов (1976) выделяет на севере шесть крупных озерных районов: 1) Ямало-Гыданский, 2) Турухан-Хетский, 3) Пур-Тазовский, 4) Надым-Казымский, 5) Сургутский, 6) Кондинский.

Преобладающее количество озер равнины – внутриболотные. В северной части на долю внутриболотных водоемов приходится около 85% озер этой территории, в центральной – 89% и в южной – 66% (Болота Западной Сибири…, 1976). Они занимают значительные площади заболоченных территорий и являются неотъемлемым элементом ландшафтов Западно-Сибирской равнины.

Озера криолитозоны Западной Сибири по генезису и морфометрическим характеристикам разделяют на три группы: 1) реликтовые озера, образовавшиеся до начала болотообразовательного процесса и имеющие, как правило, значительные размеры и глубины; 2) водно-эрозионные (старичные) озера, имеющие более широкое распространение, расположенные в поймах рек и являющиеся продуктом деятельности речных вод; 3) внутриболотные озера, которые входят в состав озерно-болотных микроландшафтов, или при значительных размерах, имеющие водосборы, занятые в основном болотами (Гидрология заболоченных территорий…, 2009). Характерной особенностью внутриболотных озер северной части равнины являются их небольшие размеры (100-600 м) и малые глубины (до 3 м).

Озера центральной части равнины по происхождению подразделяют на первичные (образовавшиеся до начала заболачивания территории) и вторичные (образовавшиеся в процессе развития болот). Здесь прослеживается определенная закономерность в распределении озер: центральные части речных водоразделов заняты наиболее крупными озерами; по мере продвижения от водораздела к речным руслам размер озер уменьшается, они приобретают вытянутую форму, начинает прослеживаться определенная упорядоченность в положении длинных осей озер относительно общего направления речных долин; вблизи рек вытянутость озер увеличивается, их длинные оси принимают хорошо выраженную перпендикулярную форму относительно направления движения фильтрационных вод с болот. Наибольшее количество озер сосредоточено в правобережной части Оби (бассейны рек Лямин, Пим, Тромъеган, Аган, Вах). Значительно меньше озер в бассейнах рек Тым, Большой Юган, Большой Салым, Демьянка, Васюган.

Внутриболотные озера южной части равнины встречаются реже, чем в центральной и северной. Внутриболотные озера Барабинской низменности распространены по всему речному бассейну равномерно с некоторым увеличением их числа вблизи плоских водоразделов. Следует отметить, что наибольшее количество озер сосредоточено в бассейнах рек Омь и Тартас (Болота Западной Сибири……, 1976).

1.4. Ландшафты

Особенности рельефа, климата, гидрологических условий, а также большая протяженность Западно-Сибирской равнины явились причиной большого разнообразия ландшафтов данной территории.

Ландшафт является основной единицей в иерархии природных территориальных комплексов (ПТК), или геосистем. Первые научные определения ландшафта принадлежат русским географам начала XX века, в особенности Л.С.Бергу (1947), который сформулировал представления о ландшафте как основной ступени в системе географических комплексов и целостной территориальной единице со строго ограниченным объемом и содержанием. Согласно данному представлению, развитому в 30-40-х гг. XX в. Л.Г.Раменским, А.А.Григорьевым, С.В.Калесником и в дальнейшем подробно обоснованному Н.А.Солнцевым (1948), В.Б.Сочавой (1978), ***ландшафт*** есть конкретная территория, однородная по своему происхождению и истории развития, обладающая единым геологическим фундаментом, однотипным рельефом, общим

климатом, единообразным сочетанием гидротермических условий, почв, биоценозов и закономерным набором морфологических частей – фаций и урочищ.

Как единица размерности ландшафт занимает особое место, так как расположен на стыке региональных и локальных геосистем и представляет собой предельную, самую низкую ступень в системе региональной дифференциации эпигеосферы (экосистема высшего ранга) (рис. 6). Объединение ландшафтов в соответствии с региональными закономерностями образует региональные единства более высоких рангов: ландшафтный округ, ландшафтную провинцию, ландшафтную область, ландшафтную страну и ландшафтную зону.

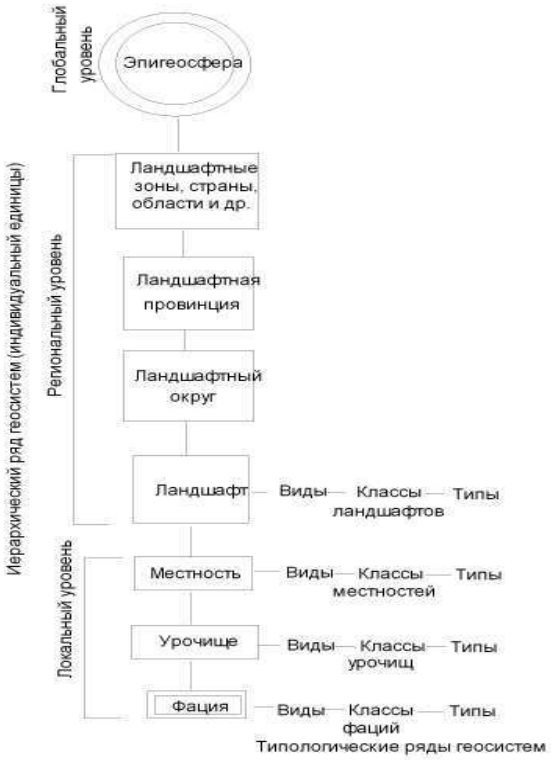


Рисунок 6 – Схема иерархии геосистем (А.Г.Исаченко, 1991)

Зональная однородность ландшафта проявляется в единстве геологического фундамента, типе рельефа и климата. В соответствии с этими факторами на территории Западно-Сибирской равнины выделяют несколько ландшафтных зон: тундровую, лесотундровую, лесоболотную, лесостепную и степную. Каждая из этих зон на локальном уровне подразделяется на более мелкие геосистемы: местности, урочища, подурочища и фации. Таким образом, с одной стороны, любой ландшафт в результате развития и дифференциации географической оболочки одновременно является элементом более сложных региональных единств высших структурных подразделений, а с другой стороны, представляет специфическое территориальное сочетание локальных особенностей природы (Голованов и др., 2005).

Заболоченные территории, болото в целом и отдельные его части (болотные зоны, типы болот, микроландшафты) рассматриваются как элементы географического ландшафта (Болота Западной Сибири……, 1976). Каждый из этих элементов характеризуется по приуроченности к различным зонам увлажнения, например болотные зоны (табл. 2), а также по геоботанической характеристике – болотный микроландшафт (наименьшая таксономическая единица болотного ландшафта, представляющая собой участок болота, однородный по растительному покрову, микрорельефу поверхности, физическим свойствам верхнего горизонта торфяной залежи и водному режиму).

Таблица 2 – Приуроченность болотных зон к различным зонам увлажнения (Болота Западной Сибири……, 1976; Гидрология заболоченных территорий….., 2009)

Гидрологическая зона	Болотная зона	Особенности минеральных грунтов болотной зоны
Избыточного увлажнения	Полигональных болот	Мерзлые
	Бугристых болот	
	Выпуклых олиготрофных (сфагновых) болот	Талые
Неустойчивого увлажнения	Плоских евтрофных и мезотрофных (осоково-гипновых и лесных) болот	
Недостаточного увлажнения	Вогнутых евтрофных (тростниковых) и засоленных (травяных) болот	Засоленные

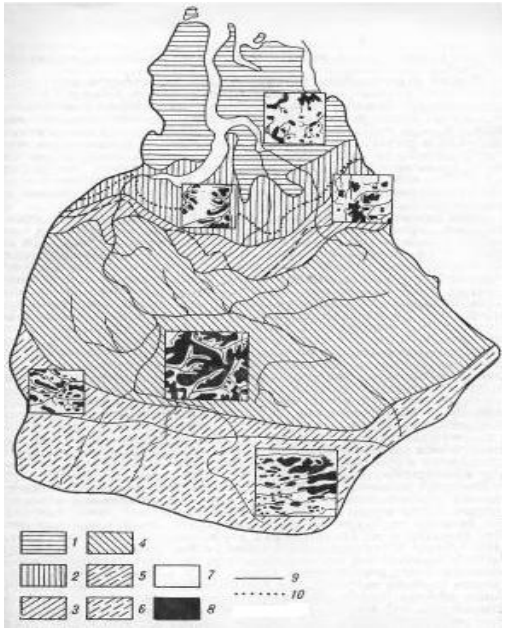
Болотные зоны по типам увлажнения имеют следующие особенности. 1. В зоне избыточного увлажнения норма осадков значительно превышает норму испарения с поверхности суши и поэтому верхние горизонты почво-грунтов более или менее постоянно увлажнены, процессы болотообразования имеют наибольшее развитие. Здесь распространены полигональные, бугристые, олиготрофные сфагновые болота. Они занимают большую часть обширных междуречных пространств и располагаются не только в понижениях местности, но и покрывают сплошным торфяным плащом повышенные участки, образуя современные речные водоразделы (рис. 7).

2. В зоне неустойчивого увлажнения норма осадков близка к норме испарения с суши. Болота в данной зоне имеют меньшее распространение. Существенную роль здесь играет приток поверхностных вод и поэтому болота преимущественно приурочены к отрицательным элементам рельефа – котловинообразным бессточным понижениям, озерным котловинам и речным долинам.

3. В зоне недостаточного увлажнения испаряемость значительно превосходит величину атмосферных осадков, поэтому болота занимают здесь небольшие площади.

Следует отметить, что при районировании болот в работах (Кац, 1948; Болота Западной Сибири….., 1976; Пьявченко, 1955; Тодосейчук, 1973) бугристые болота классифицировали на плоскобугристые и крупнобугристые, основным критерием при их выделении принимались высота и форма торфяных бугров (рис. 7). Однако, как отмечено в работах (Кац, 1948; Шумилова, 1969), провести достаточно обоснованно границу между зонами весьма трудно, о ее отсутствии свидетельствуют данные многолетних исследований, выполненные Западно-Сибирской экспедицией ГГИ. Это подтверждают также данные аэрофотосъемок. Поэтому авторами (Новиков, Усова, 1979; Усова, 1983) эти две зоны были объединены в одну зону бугристых болот. Аналогичной позиции придерживались М.С. Боч и В.В.Мазинг (1979).

Е.А.Романова (1974) выполнила детальное районирование зоны олиготрофных болот Западной Сибири, выделив 9 районов и 6 подрайонов. В качестве критерия выделения районов ею были приняты степень заболоченности и соотношение площадей болотных микроландшафтов. Однако районирование болот зоны многолетней мерзлоты Западной Сибири не проводилось (Гидрология заболоченных территорий…, 2009), поэтому, авторами указанной монографии была сделана попытка провести районирование бугристых и олиготрофных болот, используя основные принципы районирования болот, предложенные Е.А. Романовой.



1. зона полигональных болот; 2*. зона плоскобугристых болот; 3*. зона крупнобугристых; 4. зона выпуклых олиготрофных (сфагновых) болот; 5. зона плоских евтрофных и мезотрофных (осоково–гипновых и лесных) болот; 6. зона вогнутых евтрофных (тростниковых) и засоленных (травяных) болот; 7. суходол; 8. болото; 9. граница Западно–Сибирской равнины и болотных зон; 10. северная граница распространения отдельных крупнобугристых болот.

* – зоны плоскобугристых и крупнобугристых болот в более поздних работах объединены в зону бугристых болот.

Рисунок 7 – Карта-схема распределения болот на территории Западно-Сибирской равнины (Болота Западной Сибири, 1976)

Гидрографические характеристики (заболоченность, озерность, лесистость, густота речной сети, степень развития рельефа, высота местности и др.) были определены авторами монографии (Гидрология заболоченных территорий…, 2009) по трапециям топографических карт масштаба 1:100000. В результате выполненного исследования, авторами данной монографии, на территории зоны бугристых болот выделены 6 болотных районов, зоны олиготрофных сфагновых болот – 14 районов (рис. 8). Гидрографические характеристики представлены в таблице 3 – только те, которые будут использованы в анализе в третьей главе данной диссертации.



Рисунок 8 – Карта-схема болотных районов (Гидрология заболоченных территорий….., 2009)

Примечание – Зона полигональных болот, районы не выделены. Зона бугристых болот: 1. Обь-Полуйский, 2. Северо-Надымский, 3. Южно-Надымский, 4. Северо-Пурский, 5. Южно-Пурский, 6. Тазовоско-Енисейский. Зона выпуклых олиготрофных болот: 7. Северо-Сосьвинский, 8. Казым-Назымский, 9. Назым-Ляминский, 10. Лямин-Аганский, 11. Вахский, 12. Приенисейский, 13. Тым-Кетский, 14. Чулымский, 15. Обь-Кондинский, 16. Кондо-Тавдинский, 17. Салым-Илякский, 18. Демьяно-Васюганский, 19. Васюгано-Обский, 20. Туртас-Иртышский

Таблица 3 – Гидрографическая характеристика болотных районов Западной Сибири

Болотный район	Заболоченность района, %	Лесистость, %	Озерность, %	Степень развития рельефа (в условных единицах)	Высота отметки местности, м абс.	Норма годового стока, мм
Зона бугристых болот						
1.Обь-Полуйский	21*	64*	2,1*	853*	71*	275
2.Северо-Надымский	42*	53*	4,0*	654*	44*	280
3.Южно-Надымский	52	40	7,8	910*	96	275
4.Северо-Пурский	44*	47*	2,6*	652*	62*	285
5. Южно-Пурский	15*	77*	0,6*	946*	73*	280
6.Тазовоско-Енисейский	46	47	6,8	560*	101	300
Зона выпуклых олиготрофных болот						
7.Северо-Сосьвинский	23	73	0,6	1157	102	230
8. Казым-Назымский	20	65	1,4	1613	80	240
9. Назым-Ляминский	50	40	2,4	685	84	220
10. Лямин-Аганский	55	29	11,3	347	81	240
11. Вахский	43	49	4,3	571	96	260
12. Приенисейский	15	84	0,4	1342	132	240
13. Тым-Кетский	40	56	1,2	591	115	240
14. Чулымский	22	77	0,4	642	126	160
15. Обь-Кондинский	47	39	6,2	563	59	150
16.Кондо-Тавдинский	47	49	2,1	430	74	100
17. Салым-Илякский	26	56	0,9	851	61	215
18.Демьяно-Васюганский	45	53	0,9	540	87	165
19.Васюгано-Обский	33	60	0,4	561	98	150
20.Туртас-Иртышский	50	49	0,4	470	113	95

Примечание - определение проведено по ограниченному числу трапеций (Гидрология заболоченных территорий….., 2009)*

Авторы монографии (Гидрология заболоченных территорий….., 2009), выделившие болотные районы в зоне бугристых и выпуклых олиготрофных болот, не проводили подобных исследований в зоне полигональных болот, так как на топографических картах нет четкого разделения болот и тундры (значки, обозначающие тундру, стоят на значках, обозначающих болото). Они объясняют это тем, что в условиях тундры надежных дешифровочных признаков выделения болот, за исключением полигональных, нет. Контур болотного массива здесь можно определить лишь при наземных исследованиях территории. Анализ данных гидрографических характеристик болотных районов данной работы, показал связь между показателем степени развития рельефа и заболоченностью территории: чем больше показатель степени развития, тем меньше заболоченность территории района. В болотных районах с заболоченностью около 50% озерность в 6 раз больше, чем в болотных районах с заболоченностью около 20% (Гидрология заболоченных территорий…, 2009).

Таким образом, природные факторы территории – ее равнинность, большая протяженность, тектонические движения, исключительная заболоченность, соотношение различных климатических элементов водного баланса определили условия формирования ее современного облика.

Происходящие изменения климата в последние десятилетия, несомненно, сказываются на основных его элементах – соотношении тепла и влаги, что рано или поздно влечет за собой смещение природных зон.

Изменение состояния различных природных объектов во времени на территории Западной Сибири можно изучать не только с помощью наблюдений на гидрометеорологических постах, но и методами дистанционного зондирования Земли и модельного реанализа. Основные методы, использованные в работе представлены во второй главе диссертации.

Глава 2. Методология исследования

Любое научное исследование осуществляется определенными приемами и способами, по определенным правилам. Учение о системе этих приемов, способов и правил называют методологией. Под методологией научного исследования понимают учение о методах познания, т.е. о системе принципов, правил, способов и приемов, предназначенных для успешного решения познавательных задач. Каждая наука имеет свою методологию. Соответственно методология наук о Земле может быть определена как учение о методах исследования планеты Земля (литосферы, гидросферы, атмосферы и др.). В любой науке выделяют как общенаучные методы, с помощью которых анализируют полученные наблюдения, так и специальные методы, которые используются только в одной отрасли научного знания.

В следующем подразделе будут рассмотрены методы исследования, применяемые в данной работе.

2.1. Методы исследования

Науки о Земле претерпевают качественное преобразование, связанное с переходом от описательных методов отображения природной среды к количественной характеристике свойств ее компонентов и протекающих в ней процессов с помощью экспресс-методов исследования (Толчельников, 1974).

Дистанционное зондирование (ДЗ) – наблюдение и измерение энергетических и поляризационных характеристик излучения объектов в различных диапазонах электромагнитного спектра (ЭМ) с целью определения местоположения, вида, свойств и временной изменчивости объектов окружающей среды без непосредственного контакта с ними измерительного прибора (Токарева, 2010). Это быстро развивающаяся технология, которая соответствует требованиям мультидисциплинарных исследований (Aber, Melillo, 2001). Дистанционные методы изучения растительности, почв, экосистем и геосистем интенсивно разрабатываются с 50-х годов XX в. Изначально это были фотоснимки, сделанные с самолетов, а затем данные различных приборов, расположенных на бортах спутников.

Применение спутниковых данных имеет большие преимущества по сравнению с контактными методами исследований или полевыми наблюдениями. Во-первых, в отличие от контактных методов исследования земной поверхности, спутниковые приборы за один раз обрабатывают территорию земной поверхности в несколько десятков тысяч квадратных километров, что позволяет в течение одного дня наблюдать и анализировать

огромную площадь земной поверхности, которая недоступна для контактных методов исследования. Во-вторых, высокая периодичность обращения спутников вокруг Земли позволяет вести оперативный мониторинг состояния природных экосистем практически в режиме реального времени. В-третьих, в отличие от аэрофотосъемки, спутники охватывают большое количество природных комплексов на одном изображении, например, все Васюганское болото, что позволяет исследователю выявлять новые закономерности изменения природных сред. Благодаря этим и многим другим преимуществам дистанционные методы исследования завоевали большую популярность в научном мире (Мкртчян, Шутко, 2002).

В составе методов полевых и дистанционных наблюдений, особую роль играет метод индикационных исследований, используемый для характеристики и оценки состояния, стадий развития и изменения во времени исследуемых природных объектов. Индикатором может быть любой прибор, устройство, информационная система, объект, отображающий изменения какого-либо параметра контролируемого процесса или состояния объекта. Условия, определяемые с помощью индикаторов, называются объектами индикации, или индикатами, а процесс определения – индикацией. Связь между индикатором и индикатом называется индикационной.

Индикаторы могут использоваться для нескольких целей (Cairns et al., 1993): отслеживания изменения в показателях окружающей среды; указания на какой-либо признак, находящийся вне прямого рассмотрения. Задача разработки и использования различных индикаторов определяется тем, какой из показателей системы, характеризующий ее в целом, является достаточно простым и эффективным для осуществления контроля и моделирования. Индикаторы должны быть комплексными и в тоже время достаточно простыми и доступными для мониторинга.

Приземная температура воздуха, атмосферные осадки, степень увлажнения территории, сток, относительная площадь переувлажненных территорий можно рассматривать как показатели состояния окружающей среды (индикаторы), которые отражают условия на изучаемой нами территории и их изменения во времени.

Рассматриваемые индикаторы были разделены нами на 2 группы: метеорологические индикаторы (приземная температура воздуха, атмосферные осадки, снежный покров) и гидрологические (сток, степень увлажнения территории, относительная площадь переувлажненных территорий) (рис. 9).



Рисунок 9 – Схема исследуемых индикаторов

Температура воздуха является наиболее существенной характеристикой климата, определяющей тепловой режим атмосферы. Колебания температуры воздуха в течение года оказывают огромное влияние на теплообеспеченность территории. Поле температуры выражено численными параметрами и при любой классификации дает возможность устанавливать количественные границы различных типов климата (Швер, 1976).

При исследовании температурного режима вычисляют такие показатели температуры как средние годовые, средние месячные, средние суточные, минимальные и максимальные температуры, даты перехода средних суточных температур через определенные значения и др. Для вычисления средних температур воздуха используются данные наблюдений в основные сроки. Ряды климатических показателей могут быть неоднородными в пространстве и во времени.

Атмосферные осадки, являясь основным источником увлажнения суши, также относятся к одной из наиболее важных характеристик климата. К характеристикам режима осадков относятся внутригодовое распределение (годовой ход), фазовое состояние (жидкие и твердые), интенсивность, продолжительность и частота выпадения, а также межгодовая изменчивость этих характеристик (Жаков, 1982).

Анализ внутригодового распределения осадков широко используется в различных гидрологических исследованиях и обычно сосредоточен на отношении осадков холодного периода (ноябрь-март) к осадкам теплого периода (апрель-октябрь) (Блютген, 1972), а характер их распределения в течение года может служить климатическим индексом (Швер, 1973; 1975).

На территории Западно-Сибирской равнины зональный характер распределения осадков выражен особенно четко. Зональный характер распределения годовых сумм осадков обусловлен преимущественно условиями образования осадков в теплую часть года, особенно в летние месяцы, и в первую очередь – циркуляционными условиями.

Соотношение жидких и твердых осадков различно. Например, на Крайнем Севере твердые осадки составляют половину или больше половины общего количества осадков за год, и они характерны для любого времени года. На севере Таймыра до 70% годовой суммы осадков формируется за счет снега (Швер, 1976).

За счет твердых осадков образуется снежный покров, играющий огромную роль в формировании гидротермических характеристик территории: радиационного и теплового балансов поверхности, температуры воздуха, теплового и водного режима почвы, гидрологического режима. К важнейшим характеристикам снежного покрова относятся продолжительность и устойчивость, высота и плотность, от которых зависит количество воды, заключенное в нем. Все эти характеристики подчинены зональным закономерностям, и существенно зависят от местных условий, главным образом от рельефа и растительного покрова. Например, высота снежного покрова на Крайнем Севере находится в пределах 40-50 см, несмотря на большую продолжительность холодного периода. Причинами этого являются пониженное количество осадков и плотность снега, которая к концу продолжительной зимы здесь оказывается повышенной вследствие сильных ветров. В изменениях высоты снежного покрова в направлении с запада на восток важнейшую роль играют общие закономерности распределения осадков, обусловленные циркуляционными условиями и орографией.

Важной характеристикой снежного покрова также является запас воды, заключенной в нем перед началом интенсивного таяния и связанный с его высотой и плотностью. Запасы воды представляют собой потенциальные ресурсы воды для увлажнения почвы весной, формирования грунтовых вод и поверхностного стока (Копанев, 1978), которые ярко отражают совокупность зональных природных условий, равномерно увеличивается с юга на север и в лесной зоне составляют 120-130 мм, а в тундре – более 300 мм (Швер, 1976).

Речной сток формируется в результате поступления в реки вод атмосферного происхождения, часть осадков стекает с реками в океан или бессточные озера, а часть испаряется. Суммарное испарение *(Z)* – складывается из испарения с поверхности почвы, транспирации и испарения с крон деревьев, играет наиболее важную роль в определении потерь стока в пределах речных бассейнов (Михайлов, Добровольский, 1991).

Важнейшими факторами формирования стока являются климатические, а также факторы подстилающей поверхности (геологическое строение водосбора, почвенный и растительный покров, расчлененность рельефа, степень развития гидрографической сети, озера и болота, площадь и форма водосбора, длина и уклон реки) и хозяйственной деятельности. Среди всех факторов особая роль принадлежит болотам Западной Сибири,

которые отличаются высокой обводненностью, поэтому испарение с суши приближается к испаряемости, что снижает сток. Другим фактором формирования стока рек является лес, гидрологическая роль которого, в основном, проявляется в регулировании водного баланса и в сглаживании сезонных колебаний речного стока.

Анализ гидрологических и климатических индикаторов, характеризующие режимы природных объектов (речных бассейнов) Западной Сибири будет представлен в третьей главе.

2.2. Методы наблюдений и измерений

2.2.1. Модельный реанализ

В настоящее время существует несколько архивов, содержащих климатическую информацию, которые условно можно разделить на «станционные» и «сеточные». Под сеточной структурой понимают такую структуру, когда каждое значение моделируемой метеорологической величины «привязано» к элементу площади земной поверхности – ячейке (как правило, площадью от 10 000 до 40 000 км^2). Принимается, что оно является средним значением этой величины в пределах данной территории. У разных моделей реанализа координатная сетка индивидуальна.

Сеточные архивы, как правило, являются результатом объективного анализа станционных данных, либо одним из видов их интерполяции в узлы регулярной координатной сетки. Помимо станционных данных при создании сеточных климатических архивов используются дополнительные источники метеорологической информации. Главным образом, это спутниковые данные, необходимые для уточнения полей метеорологических величин в регионах с редкой сетью наблюдений. В первую очередь это касается архивов осадков, поскольку этот метеорологический элемент отличается значительной статистической неоднородностью, и для адекватного объективного анализа осадков расстояния между станциями не должно превышать 50 км (Гандин, Каган, 1976; Исаев, 2002). Такой густой метеорологической сети не существует практически нигде в мире (за исключением отдельных регионов Европы, Северной Америки, Японии и Кореи). Поэтому в большей части «сеточных» архивов осадков станционные данные дополняются результатами дистанционных измерений.

«Сеточные» климатические архивы имеют ряд преимуществ по сравнению со станционными: 1) наличие метеорологической информации во всех регионах суши и над океанами; 2) форма архивов удобна для практического использования данных, в частности, для тестирования результатов моделирования и 3) в сеточных климатических архивах, как правило, отфильтрованы ошибки, нет пропусков в данных.

Реанализ представляет собой результат численного моделирования с ассмилированием наземных и спутниковых данных. Под ассимиляцией данных понимается совместное использование математических моделей и данных наблюдений для улучшения и прогнозирования природных процессов. Данные реанализа помогают преобразовать нерегулярные во времени и пространстве наблюдения в сеточные глобальные поля, охватывающие периоды нескольких десятилетий. Достоверность данных реанализа для разных метеорологических величин (например, осадки и облачность) неодинакова. Указанные переменные рассчитываются с существенными погрешностями (Kalnay, 2003). Следует отметить, что существующие данные реанализа охватывают период, начиная со второй половины XX в. Им присущи систематические погрешности, которые особенно велики для неассимилируемых переменных атмосферы. Качество данных для ассимилируемых (усваиваемых данных наблюдений моделью) переменных зависит от плотности наблюдательной сети.

В работе (Serreze et al., 2005) получены оценки качества осадков по данным реанализа ERA-40 для северных бассейнов рек Обь, Енисей, Лена и Маккензи и показано, что в целом они удовлетворительно согласуются с откорректированными данными наблюдений на метеостанциях. Однако в этой же работе подчеркивается, что данные ERA-40 необходимо использовать с осторожностью, в особенности в северных областях, вследствие высоких температурных инверсий в зимнее время и высокой облачности в летнее время. Несмотря на ряд ограничений (Cullather et al., 2000), данные реанализа (табл. 4) являются полезными источниками информации, даже при анализе осадков и испарения. В этом отношении качество ERA-40 оказывается лучше, чем реанализа NCEP/NCAR (Serreze et al., 2005).

Таблица 4 – Основные базы данных модельных реанализов и их краткие характеристики

Реанализ	Организация	Период покрытия	Пространственное (размер координатной сетки); временное разрешение (количество измерений в сутки по часам)	Источник информации
NCEP/NCAR (Национальный центр предсказаний по окружающей среде/Национальный центр атмосферных исследований)	NCEP/NCAR	1950-2001	2.5°×2.5°; 00, 12	www.esrl.noaa.gov

Реанализ	Организация	Период покрытия	Пространственное (размер координатной сетки); временное разрешение (количество измерений в сутки по часам)	Источник информации
ECMWF ERA-40 (Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды)	ECMWF	1957-2002	2.5°×2.5°; 00,06,12,18	www.ecmwf.int
ECMWF ERA INTERIM (Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды, промежуточный)	ECMWF	1989-2010	0.25°×0.25°; 00,06,12,18	
JRA-25 (Японское метеорологическое агентство)	JMA/CRIEPI	1979-2009	2.5°×2.5°; 00,06,12,18	www.jra.kishou.go.jp

В качестве доказательства надежности данных архива ERA-40 по температуре, можно привести работу Bromwich & Fogt (2004) для Антарктиды. Они сравнивали данные реанализа с данными метеорологических станций, расположенных на южном полюсе. И если по результатам анализа было выявлено, что данные, полученные до 1970-х гг., могут быть ненадежными, то после 1970 года их качество намного лучше. Авторами работы Zakharova et al. (2009) по северу Западной Сибири данные реанализа ERA-40 и NCEP по температуре хорошо коррелируют с данными метеорологических станций.

Реанализ ERA-40, разработанный разными научными институтами, на сегодняшний день является одним из лучших модельных подходов и широко используется в исследованиях климатических изменений (Serreze et al., 2005).

2.2.2. Краткий обзор методов дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ)

Методы дистанционного зондирования Земли играют важную роль в исследованиях природы и позволяют получить однородную по качеству информацию для всего земного шара. Процесс получения данных о поверхности включает в себя зондирование и запись информации об отраженной или испускаемой объектами энергии с целью последующей обработки, анализа и практического использования.

Изначально дистанционное зондирование применялось в области военной разведки, а в дальнейшем его стали применять для исследования окружающей среды.

Дистанционные методы могут применяться в различных дисциплинах: сельском хозяйстве и мониторинге урожайности, археологии, картографии, климатологии, гражданском строительстве, мониторинге и прогнозе катастрофических явлений, лесоводстве, геологии, гляциологии, океанографии и др. (Рис, 2006).

Дистанционные системы зондирования можно классифицировать по разным признакам:

1. аппаратуре, установленной на системе – системы формирования изображения: фотографические, мультиспектральные, радарные; радиометры; спектрометры; системы профилирования: лидары, радары;
2. диапазону излучения – видимые; ближние инфракрасные; тепловые инфракрасные; микроволновые;
3. принципу работы – активные и пассивные.

Как мы видим, существует несколько классификаций методов, основанные на разных признаках, однако одним из главных признаков классификации систем дистанционного зондирования (табл. 1 прил. 1) является их подразделение на пассивные системы, регистрирующие естественное излучение, и активные, сами генерирующие излучение и затем анализирующие его отраженную часть. Среди пассивных систем можно выделить те, которые регистрируют солнечную радиацию (она состоит, в основном, из ультрафиолетового излучения, видимого света и излучения инфракрасного диапазона), и те системы, которые регистрируют тепловое излучение от объектов, температура которых не равна абсолютному нулю.

Пассивные или активные сенсоры воспринимают электромагнитное излучение, содержащее полезную информацию об объекте исследования, которое используется для дальнейшей интерпретации данных.

Среди ***пассивных систем*** наблюдения можно выделить фотографическую съемку, к которой относятся как классические традиционные виды аэрофотосъемок, так и съемки, осуществляемые с помощью новой многозональной или мультиспектральной фото- и телеаппаратуры. Фотосъемка может выполняться в видимой и ближней инфракрасной областях электромагнитного спектра. Излучение определяется посредством фотохимических процессов. С одной стороны, фотосъемка представляет собой пассивное техническое средство, которое фиксирует существующее излучение (отражения солнечных лучей или рассеянного дневного света), а с другой стороны – средство отображения, которое формирует двумерное представление вида объекта. Главное преимущество фотосъемки состоит в том, что это дистанционная технология, которая легко контролируется и управляется, а также является относительно недорогим методом.

Современный уровень развития оптики дает хорошую точность и незначительные искажения. Основным применением аэрофотографий является картография (Кронберг, 1988; Рис, 2006).

В отличие от фотографических систем получения изображений, которые ограничены волнами видимого и ближнего инфракрасного (ИК) диапазонов, оптико-электронные сканеры могут регистрировать идущее от объектов излучение в более широком диапазоне длин волн – от самых коротких, ультрафиолетовых до волн теплового излучения. Электрооптические бортовые системы преобразуют излучение в электронный сигнал. Существует большое количество спутниковых программ, предназначенные для решения разного рода задач (табл. 1 прил. 1). Приведем только некоторые из них: спутники NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) оснащены приборами AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), обеспечивающими непрерывные ряды наблюдений в видимом и ИК диапазонах ЭМ спектра (Токарева, 2010; Birkett, 2000; Moulin et al., 1997); спутниковые программы Landsat – проект Геологической службы США (USGS), национального аэрокосмического агентства (NASA) и национального агентства по изучению океана и атмосферы (NOAA). Программа Landsat является одной из наиболее успешных на мировом рынке данных ДЗЗ. В рамках программы было запущено семь спутников (http://www.scanex.ru). Спутниковая система наблюдения за поверхностью Земли SPOT (Satellite Pour l'Observation de la Terre) спроектирована Национальным Космическим агентством Франции совместно с Бельгией и Швецией. Существует несколько серий данного спутника (http://sirius.spotimage.fr).

Рассмотрим пассивные микроволновые системы, излучение которых лежит вне видимого и теплового инфракрасных диапазонов. Принцип действия микроволновых радиометров основан на явлении поляризации: вертикальной и горизонтальной. Использование двух поляризаций и широкого набора принимаемых частот позволяет измерять из космоса скорость ветра над океаном, оценивать характеристики ледового покрова и осадков.

Рассмотрим принцип работы пассивной микроволновой радиометрии. Следует отметить, что радиометры и радары представляют собой разные инструменты и их не следует путать. Радары – это инструменты, которые сами излучают радиоволны и регистрируют их отражения от объектов. В основе измерений микроволновых радиометров лежит понятие радияркостной температуры (T_B), которая характеризует мощность теплового излучения, а не физическую температуру (Amlien, 2008).

Типичным пассивным микроволновым радиометром является SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager), разработанный для метеорологических наблюдений со спутников

DMSP (Defense meteorological Satellite Program) США. Данный инструмент содержит 7 микроволновых каналов с горизонтальной (на частоте 19.35 и 85.5 ГГц) и вертикальной (на частоте 22,235 ГГц) поляризацией и полосой разрешения 25 км^2 (Grippa et al., 2005). Для получения надежных характеристик снежного покрова было разработано несколько алгоритмов (Chang et al., 1987, 1976; Foster et al., 1997; Grippa et al., 2004; Kelly & Chang, 2003; Mognard & Josberger, 2002). Grippa et al. (2004) показали, что для правильной оценки особенностей характеристик глубины снежного покрова на севере Сибири необходимо применение динамических алгоритмов, основанных на пространственно-временной изменчивости размеров зернистости снега. Grippa et al. (2005) анализировали связь между стоком и запасами снежного покрова в бассейне Оби за периоды с 1989 по 2001 гг. Zakharova et al. (2011) в своей работе (при участии автора диссертации) оценивали роль талого снега в весеннем половодье и его перераспределение в речном стоке для водосборов рек Полуй, Надым, Пур и Таз (ПНПТ) на севере Западной Сибири по данным метеорологической станции Тарко-Сале и радиометра SSM/I на основе радиояркостной температуры.

Активные системы дистанционного зондирования отличаются от пассивных тем, что сами генерируют излучение, а затем анализируют его отраженную часть. К активным спутниковым системам относятся лазерное (лидары) зондирование, рефлектометрия (скаттерометры) и радарная альтиметрия. Кратко остановимся на некоторых из них.

Лидары являются дальномерами оптического ультрафиолетового, видимого и ИК диапазонов ЭМ спектра. Принцип действия лидара заключается в следующем: направленный луч источника излучения отражается от объектов и обратно возвращается к источнику. В отличие от радиоволн, световые волны подвержены рассеиванию в любых средах, в том числе и в воздухе. Поэтому можно определять не только расстояние до непрозрачных целей, но и фиксировать интенсивность рассеивания света в прозрачных средах. К настоящему времени разработано большое число лазерных систем, в основе действия которых лежат различные механизмы взаимодействия лазерного излучения с газовой средой (Fujii T., Fukuchi T., 2005). Примером лазерных систем являются Doppler LIDAR и ICESat LIDAR, предназначенные для измерения скорости ветра, влажности, температуры и снежного покрова.

Скаттерометры (измерители характеристик рассеяния) – принцип действия основан на зависимости эффективной площади рассеяния морской поверхности и ее анизотропии от скорости и направления ветра. Основным их назначением является определение синоптического поля ветра, что не требует высокого пространственного разрешения.

На методе ***спутниковой альтиметрии*** мы остановимся более подробно, поскольку этот метод применяется в данной работе для анализа природных объектов на территории Западной Сибири.

Спутниковая альтиметрия является одним из современных методов космических исследований (Fu, Cazenave, 2001). История развития спутниковой альтиметрии описана в (Vignudelli et al., 2010). Основные программы спутниковой альтиметрии и срок их работы представлены на рисунке 10 и в таблице 5.

Спутниковая альтиметрия – один из активных методов ДЗЗ. Принцип работы заключается в том, что радар альтиметра испускает короткий сигнал в направлении надира (вертикально), сигнал отражается от поверхности и принимается бортовым приемником. Время от начала отражения сигнала до его приема позволяет установить высоту спутника над земной поверхностью.

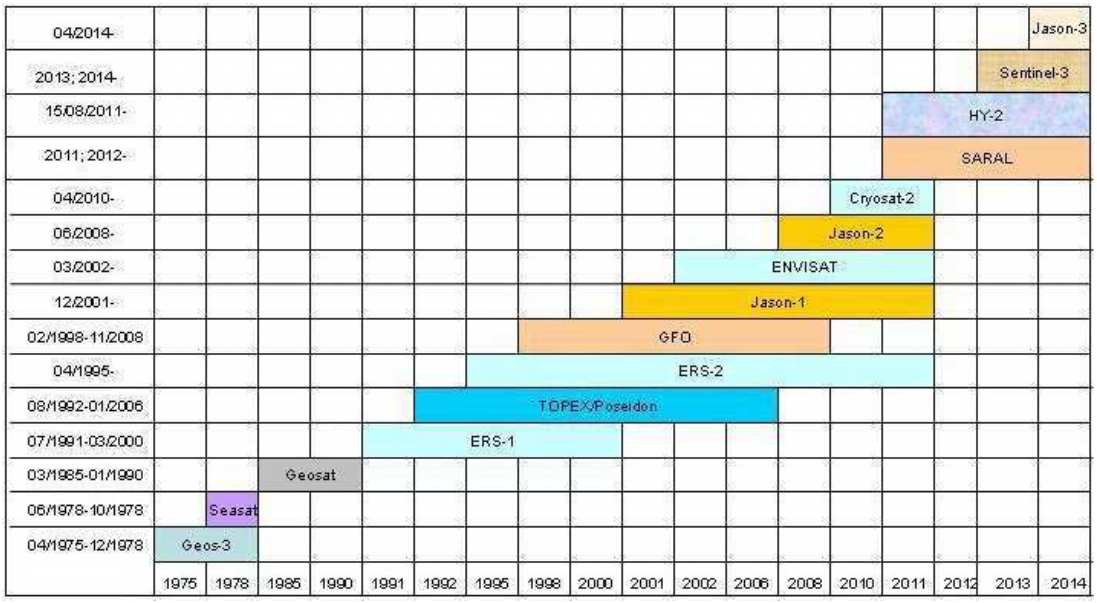


Рисунок 10 – Программы альтиметрических измерений и срок их работы

Таблица 5 – Основные программы спутниковых альтиметрических измерений и их характеристики (Лебедев, Костяной, 2005; Fu, Cazenave, 2001)

Программа	Время активной работы (начало)	Дата окончания	Высота (км)	Наклонение (градусы)	Период повторяемости (сутки)	Частота Канал*
GEOS-3	04/1975	12/1978	824	115	102 мин.	
Seasat	06/1978	10/1978	800	72	3, 17	K_u
Geosat	03/1985	01/1990	800	72	17	K_u
ERS-1	07/1991	03/2000	785	98.52	3, 35, 168	K_u
TOPEX/Poseidon	08/1992	01/2006	1336	66	9.9156	K_u, C
ERS-2	04/1995		785	81.5	35	K_u
GFO	02/1998	11/2008	800	108	17	K_u
Jason-1	12/2001		1336	66	9.9156	K_u, C
ENVISAT	03/2002		800	98.55	35	K_u, S

Программа	Время активной работы (начало)	Дата окончания	Высота (км)	Наклонение (градусы)	Период повторяемости (сутки)	Частота Канал*
Jason-2	06/2008		1336	66	9.9156	K_u, C
Cryosat-2	04/2010		717	92	369	K_u
SARAL (Satellite with ARgos and ALtika)	2012		800	98.28	35	K_u
Sentinel-3	2013-2014		814.5	98.65	27	K_a
HY-2	15/08/ 2011		971	99.3	2 фазы: 2 года-14 , 1 год-168	K_a, C
Jason-3	04/2014		1336	66	10	K_a

Примечание – Характеристика частот, на которых работают программы спутниковой альтиметрии:*

- ✓ K_u (13,6 ГГц) является наиболее распространенной частотой излучения, использующейся в работе спутников TOPEX/Poseidon, Jason-1, ENVISAT, ERS и др. Это наилучшее сочетание возможностей технологии (связанных с характером излучаемой энергии), доступности диапазонов частот (определенных международными правилами), чувствительности к атмосферным явлениям.
- ✓ C (5,3 ГГц) – более чувствительный к ионосферным явлениям диапазон, чем K_u, и менее чувствительный к явлениям, связанным с жидкой водой в атмосфере. Основной его функцией является установление поправки на ионосферу совместно с K_u диапазоном (TOPEX/Poseidon, Jason-1/2).
- ✓ S (3,2 ГГц) дает такие же характеристики, как и C-диапазон (ENVISAT, ERS-1/2).
- ✓ K_a (35 ГГц) позволяет точнее исследовать лед, дождь, береговые зоны, ландшафты (леса) и их высотные отметки. Единственным недостатком является запаздывание сигнала в результате высокого уровня испарения из-за сильных дождей, превышающие уровень 1,5 мм/ч.
- ✓ Двухчастотный диапазон (Ka, C; Ku, S; Ku, C), принцип работы которого заключается в коррекции ионосферной ошибки и высоты спутника, используются программами ENVISAT, TOPEX/Poseidon, HY-2.

Следует отметить, что выбор рабочей частоты зависит от настройки прибора, его технических возможностей, а также целей программы.

Рассмотрим схему измерений, проводимых альтиметром (рис. 11–12). Одной из поверхностей (рис. 11), относительно которой проводят все измерения, называют референц-эллипсоидом (табл. 1, прил. 2). Это приближение формы поверхности Земли эллипсоидом вращения. Геоидом называют эквипотенциальную (уровенную) поверхность

гравитационного поля Земли, совпадающую со средним уровнем вод Мирового океана (Пеллинен, 1985). Уточнение высот геоида в открытом океане (или его формы) является одной из основных задач, для решения которой применяется спутниковая альтиметрия. Высота морской поверхности относительно референц-эллипсоида рассчитывается по высоте спутника над морем, полученной в результате обработки данных спутниковой альтиметрии, и по высоте орбиты самого спутника. Для более корректного расчета высоты земной поверхности необходимо учитывать ряд поправок, связанных с прохождением радиосигнала через атмосферу, инструментальными ошибками и состоянием подстилающей поверхности.

Альтиметрическая высота $\boldsymbol{H}$ водной поверхности (океана, озера, реки) по отношению к референц-эллипсоиду вычисляется по формуле:

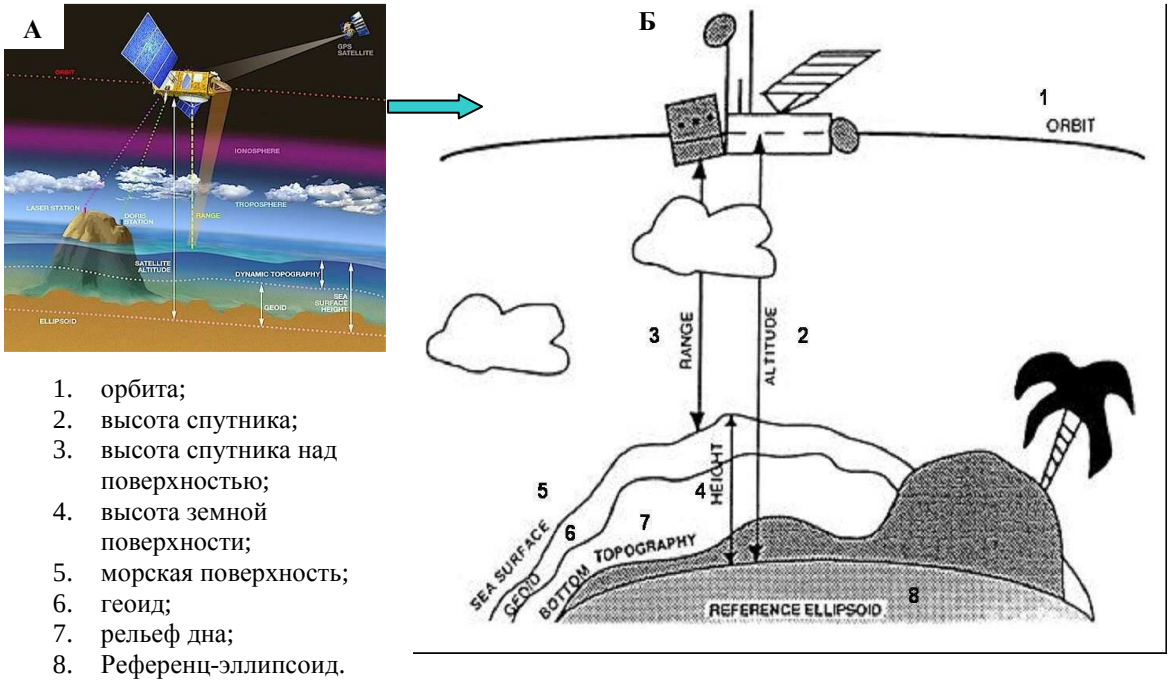
$$\boldsymbol{H = Alt - c*t/2 - R_{corr}} \quad (1)$$

Alt – высота спутника по отношению к референц-эллипсоиду;

c – скорость света в вакууме; t – время прохождения сигнала от спутника до отражающей поверхности и обратно;

R_{corr} – высота спутника над поверхностью с учетом поправок: сухой тропосферной поправки, поправки на влажность, ионосферной поправки, приливов твердой земли, электромагнитного шума и инструментальных поправок (Birket, 1995; Crétaux & Birket, 2006).

Физические основы метода спутниковой альтиметрии заключаются в следующем: импульс (посылаемый альтиметром, имеет форму, похожую на круг) высокой частоты (около 1700 импульсов в секунду), посылается вертикально вниз (надир), затем отражается от подстилающей поверхности (вода, суша или лед) и возвращается назад к антенне альтиметра (Fu, Cazenave, 2001).

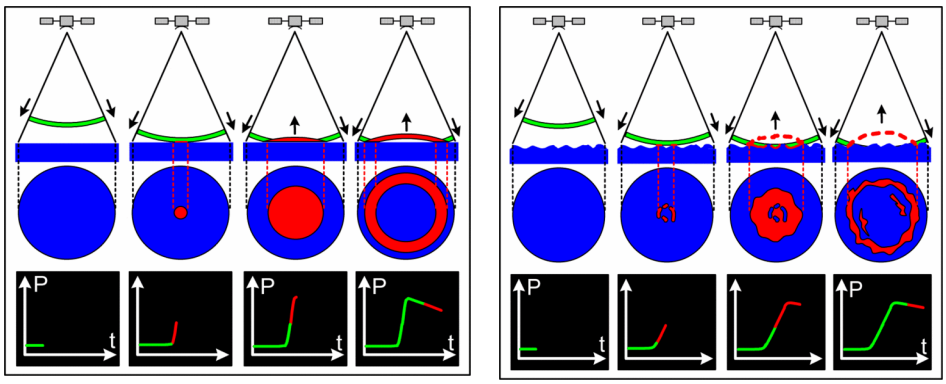


1. орбита;
2. высота спутника;
3. высота спутника над поверхностью;
4. высота земной поверхности;
5. морская поверхность;
6. геоид;
7. рельеф дна;
8. Референц-эллипсоид.

Рисунок 11 – Схема альтиметрических измерений (www.aviso.oceanobs.com; Aviso User handbook, 1996); А – общий вид; Б – детально

Отражение импульса от невозмущенной поверхности в случае спокойной воды (**А**) происходит сразу же, а взволнованной поверхности (**Б**) – не одновременно (рис. 12). Чем сильнее волнение океана, тем сильнее расширяется зондирующий импульс. Расширение начинается с образованием кольца и последующего наложения сигналов друг на друга (Fu and Cazenave, 2001).

Все измерения, проводимые альтиметром, основаны на микроволновом импульсе, испускающем короткие сигналы в 3 наносекунды (pulse-limited), соответствующие частоте 0,3 ГГц. Таким образом, сигнал в 3 наносекунды формирует радиус импульса в 1,2 км, который соответствует «*футпринту*» (footprint – территория в виде кольца, радиус которой увеличивается как квадратный корень времени после образования переднего фронта импульса в надире). Радиус *«футпринта»* увеличивается с увеличением мощности волны радара.



А. Спокойная вода **Б. Возмущенная поверхность**

Рисунок 12 – Зависимость между формой и площадью сегмента подстилающей поверхности, с которого отражается зондирующий импульс
Примечание – по оси абсцисс обозначается время (t), за которое импульс достигает поверхности и возвращается обратно к альтиметру. По оси ординат обозначается мощность сигнала. Зеленым цветом показан график движения импульса к объекту, красным цветом – график касания импульса. (www.aviso.oceanobs.com)

Помимо расстояния между спутником и отражающей поверхностью (его высотой), анализируют форму волны, которая несет ***информацию о природе и свойствах поверхности*** (Vignudelli et al., 2011). Форма волны представляет собой изменение во времени величины и формы приходящего сигнала. Ниже дана краткая характеристика основных элементов формы волны и энергии отраженного альтиметрического сигнала от земной поверхности (рис. 13):

1) энергия альтиметрического сигнала выражается *как коэффициент обратного рассеяния (КОР) (σ^0)*, измеряющийся в дБ – это площадь между кривой мощности и осью времени;
2) *ширина переднего фронта импульса*, представляющий собой отраженный сигнал от поверхности в радиусе зондирующего импульса. Содержит очень важную информацию о параметрах поверхности океана и высоте альтиметра над ее поверхностью (Barrick and Lipa, 1985). Измеряется в метрах (м);
3) *угол наклона заднего фронта импульса* (ξ) представляет собой затухающий отраженный сигнал от поверхности после достижения максимальной величины эха отраженного сигнала, измеряющийся в 10^6 $с^{-1}$.
4) «тепловой шум от радара» ($\mathbf{P_0}$), вырабатываемый самим альтиметром до начала соприкосновения с поверхностью океана. Измеряется в дБ.

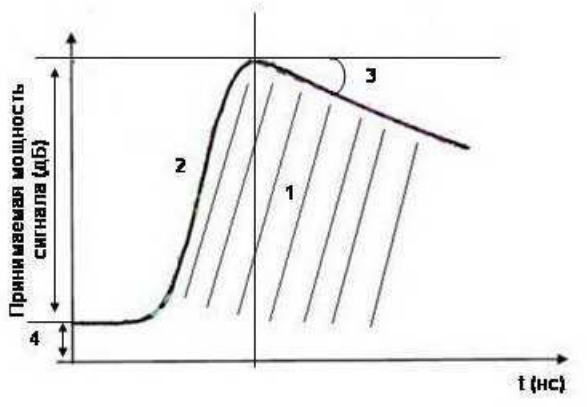


Рисунок 13 – Классическая схема основных элементов альтиметрической формы волны, отраженной от поверхности океана (www.aviso.oceanobs.com)
Примечание – 1 – коэффициент обратного рассеяния, 2 – ширина переднего фронта импульса, 3 – угол наклона заднего фронта импульса, 4 – шум радара

Хотя спутниковая альтиметрия первоначально была создана для исследований поверхности океана (Fu, Cazenave, 2001), вскоре данный метод стали использовать и для мониторинга земной поверхности (Zwally et al., 1983); особенно для установления точной топографии поверхностей, покрытых льдом в Антарктиде и Гренландии (Legresy, Remy, 1997; Remy et al., 1999), а также в гидрологии для измерения уровня континентальных водных объектов (Birkett 1995, Cazenave et al. 1997, Alsdorf et al. 2001).

Мониторинг различных ландшафтов на глобальном и региональном уровне необходим для лучшего понимания ландшафтных процессов. Изучение растительного и снежного покровов, влажности почв, а также континентальных вод в течение многих лет проводилось с использованием инструментов, работающих в различных диапазонах электромагнитного спектра: в видимом, инфракрасном (AVHRR (1981)) (Birkett, 2000; Moulin et al., 1997), а также в микроволновом – пассивные радиометры (SSMR (1978), SSM/I (1987)) (Justice et al., 1989; Njoku & Li, 1999; Sippel et al., 1998). Наблюдение за континентальными поверхностями с помощью активных микроволновых сенсоров начались с запуска ветрового скаттерометра бортовой аппаратуры спутников ERS-1 (1991) и ERS-2 (1995), работающего в С диапазоне на частоте 5 ГГц. Первоначально он был создан для исследований ветровых явлений над океаном (Johnson, 1980), но вскоре продемонстрировал возможности для изучения растительности и почв (Frison & Mougin, 1996a). Это открыло новые возможности для исследования континентальных поверхностей с помощью инструментов активной радиометрии.

Спутниковая альтиметрия также позволяет с высокой точностью исследовать поверхности ледниковых щитов, рассчитывать их водный баланс, а также динамику снежного покрова (Legresy & Remy, 1997).

Первая попытка использовать спутниковую альтиметрию для исследования ледниковых щитов была предпринята в начале 1980-х годов с помощью спутника Seasat, запущенного в 1978 году (Brenner et al., 1983). К тому времени были проведены исследования южной области Гренландского ледникового щита и части Антарктического ледникового щита. В 1991 г. был запущен спутник ERS-1, который являлся первым полярно-орбитальным спутником с альтиметром на борту. В дальнейшем стали применять двухчастотный альтиметр ENVISAT (Partington et al., 1989; Remy et al., 1990; Legresy et al, 1997).

Альтиметрия также позволяет исследовать изменения уровня континентальных вод (Birkett, 1995; Cazenave et al., 1997). Поскольку метод спутниковой альтиметрии основан на получении высот, а не на изображении поверхности, его используют для исследований колебания уровня воды в реках и озерах. Данный метод применялся для мониторинга рек и озер в Африке и Южной Америке (Birkett, 2000; Mercier et al., 2002).

Kouraev et al. (2004) оценивали уровни воды в реке Обь в разные фазы гидрологического режима с помощью спутника TOPEX/Poseidon, а затем сравнивали данные спутника с данными гидрологического поста в Салехарде. Для минимизации потенциального зашумления сигнала TOPEX/Poseidon, а также для получения достаточного количества измерений, сделана географическая выборка данных таким образом, что были взяты измерения, которые покрывали только главное русло Оби. На рисунке 14 представлены временные ряды уровней воды по данным TOPEX/Poseidon и гидрологического поста в Салехарде. Данные показывают, что при открытой воде распределение во времени и изменчивость уровней воды близки по значениям и ошибка составила от 40 см во время весеннего половодья до 23 см в летний период. Ошибка определения суточного и годового расходов воды составила 8% и 1–3% соответственно.

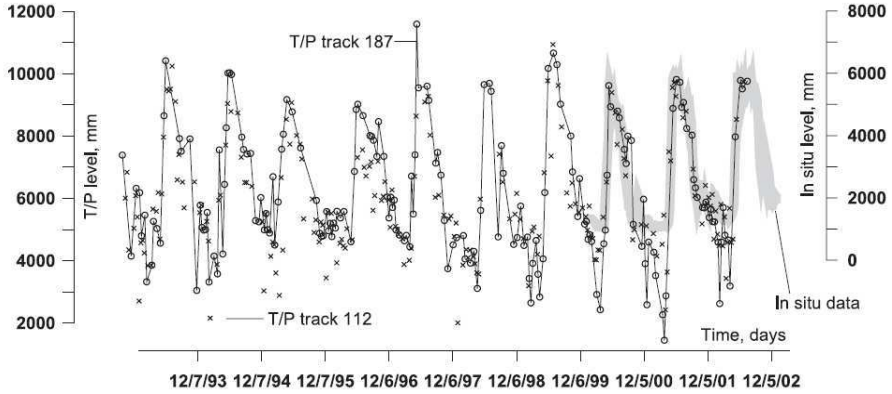


Рисунок 14 – Временные ряды уровней воды по данным TOPEX/Poseidon (треки 187 и 112) и гидрометеорологической станции в Салехарде (Kouraev et al., 2004)

Переход спутниковой альтиметрии от топографии к ландшафтам

С помощью спутниковой альтиметрии можно измерять не только высоты и топографию, но также получать информацию о характере ландшафтов, т.е. о степени их обводненности, что является очень важным при изучении гидрологии Западно-Сибирских равнины.

Энергия отраженного сигнала или коэффициент обратного рассеяния - КОР (backscatter coefficient) является одним из основных измеряемых параметров в методах дистанционного зондирования Земли. Исследованиям в области альтиметрического КОР для разных типов поверхностей посвящено много работ, основные из которых следующие: Birkett (1998), Papa et al. (2002; 2003; 2006), Legresy et al. (2005), а также Zhakharova et al. (2009), где автор диссертации принимала непосредственное участие.

Значение КОР не одинаково для океанической поверхности, которое измеряется в среднем 10 дБ, и для континентальных вод (реки, озера, водно-болотные угодья) – от 0 до > 25 дБ, а в некоторых случаях может достигать 40 дБ (Rapley et al., 1987). Открытая водная поверхность может давать большее значение КОР, чем не увлажненная поверхность. Его величина зависит также от характера подстилающей поверхности – от рельефа, почвогрунтов, растительности. Например, в случае открытой водной поверхности сигнал сильный: КОР $\geq$ 15 дБ. Отраженный сигнал слабее, например, в горных областях с большим разнообразием уклонов элементарных поверхностей, от которых отражение происходит под разными углами с большими потерями энергии, а также на поросших густой травой суходольных лугах или в лесу.

В работах Papa et al. (2003; 2006) по данным спутника TOPEX/Poseidon был проведен анализ КОР и предложены графики временного хода КОР разных типов поверхностей: тропические леса, пустыни, бореальные и полярные области, а также его долготный профиль от 50° до 100° в.д. Значения КОР изменяются в зависимости от времени года: зимой, при наличии снежного покрова (сигнал слабый: 5-10 дБ) и летом в бесснежный период (сигнал сильный: до 25 дБ). Ландшафтный профиль, представленный на рисунке 15, показывает изменение значений КОР с изменением географической долготы. Наиболее обводненным ландшафтам Западной Сибири (68° до 78° в.д.) между реками Обь и Пур соответствуют высокие значения КОР (до 40 дБ).

Таким образом, КОР позволяет четко выделять не только сезонные циклы природных режимов, но и разделять ландшафты, отличающиеся разной степенью обводненности.

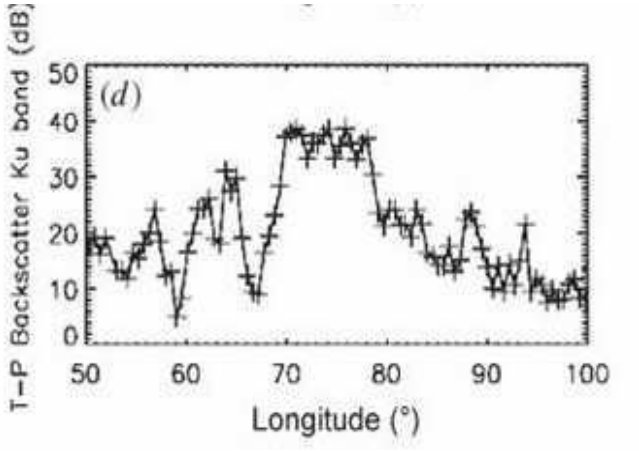


Рисунок – 15 Долготный профиль КОР (дБ) за июль месяц (1993 г.) по данным спутника TOPEX/Poseidon (Papa et al., 2006)
Примечание – по оси абсцисс указывается – долгота, по оси ординат – значение КОР в Ku диапазоне

2.3. Методы обработки и анализа информации

Первичные данные метеорологических, гидрологических и геофизических и др. наблюдений не могут быть непосредственно использованы для выявления природных закономерностей. Это становится возможным лишь после предварительного обобщения исходной информации.

Анализ данных многолетних наблюдений за климатическими показателями. Важным понятием в статистических методах обработки и анализа информации является временной ряд. Его можно определить как последовательность упорядоченных во времени числовых показателей, характеризующих уровень состояния и изменения изучаемого явления. Всякий временной ряд включает два обязательных элемента: время и конкретное значение показателя, или уровень ряда (Афанасьев, Юзбашев, 2010).

Климатическая обработка результатов метеорологических наблюдений, проводимая с целью изучения условий формирования климата или для решения прикладных задач, является полноценной лишь в том случае, когда используются однородные метеорологические ряды или учитывается их неоднородность. Статистически однородный ряд – это так называемый «стационарный» ряд, все члены которого при данном уровне значимости принадлежат к одной и той же генеральной совокупности. Статистически однородный ряд всегда является климатологически однородным. Климатологически однородный ряд объективно отражает характер климата данного района, его колебания и изменения в течение времени. Климатологическая однородность данного метеорологического ряда говорит о том, что климатические характеристики, полученные в результате обработки этих данных, будут сравнимы с характеристиками

соседних станций, если они имеют климатически однородные ряды за тот же период лет (Кобышева, Наровлянский, 1978).

Длина ряда влияет на точность вычисления как климатических, так и гидрологических характеристик, если ряд статистически однороден. Для получения оптимальной характеристики нужна определенная длина ряда. Выбор длины ряда очень важен. Например, для оценки климатических характеристик основной длиной ряда является 25-50 лет (Швер, 1976). Для оценки гидрологических характеристик длина ряда может быть меньше, чем климатических.

2.4. Объекты исследования

В качестве объектов исследования выбраны речные бассейны, находящиеся в разных гидролого-климатических и болотных зонах Западной Сибири:

I. Зона избыточного увлажнения и недостаточной теплообеспеченности, зоны бугристых болот – водосборы рек Полуй, Надым, Пур, Таз.

II. Зона избыточного увлажнения и выпуклых олиготрофных болот – водосборы рек Северная Сосьва, Конда, Тавда, Казым, Назым, Лямин, Тромъеган, Вах, Большой Юган, Васюган, Тым, Кеть.

III. Зона преимущественно избыточного и достаточного на крайнем юге увлажнения и достаточной теплообеспеченности, соответствующая зоне плоских евтрофных и мезотрофных болот – водосборы рек Тура и Омь в ее верховьях.

IV. Зона недостаточного увлажнения и достаточной теплообеспеченности, зона вогнутых евтрофных и засоленных болот – здесь располагаются низовья бассейна реки Омь и область замкнутого стока (или бессточная область) Обь-Иртышского междуречья.

2.5. Исходные материалы, используемые в работе

2.5.1. Данные метеорологических станций и модельного реанализа

В качестве исходной информации для оценки характера климатической изменчивости по температуре воздуха и атмосферным осадкам послужили: 1) архивы Всероссийского НИИ гидрометеорологической информации–Мирового центра данных (ВНИИГМИ–МЦД) – данные суточного разрешения по метеорологическим станциям Западной Сибири (www.meteo.ru) и 2) данные модельного реанализа ERA-40 Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (www.ecmwf.int). Результаты наблюдений на метеостанциях использованы нами для контроля данных модельного реанализа. Ниже приводится краткое описание этих данных.

Климатическая база данных суточного разрешения ВНИИГМИ–МЦД. Анализ данных по температуре воздуха и атмосферным осадкам проводился по станциям Березово с 1936 по 2005 гг. (69 лет наблюдений) и Барабинск с 1926 по 2005 гг. (79 лет). Эти станции расположены в разных частях исследуемой территории и выбраны для сравнения с данными реанализа. Первая из них расположена почти в устье р. Северная Сосьва, вторая – примерно на северной границе области замкнутого стока Обь-Иртышского междуречья. Данные архива по температуре и осадкам регулярно корректируются. Ряды данных по осадкам откорректированы в ВНИИГМИ-МЦД для исключения неоднородностей – они содержат поправки на смачивание и поправки, связанные с переходом на сети от дождемеров к осадкомерам. Тем не менее, данные по осадкам содержат существенную инструментальную неоднородность, связанную, в частности, с недоучетом твердых осадков, особенно при метелях и сильных ветрах (Оценочный доклад…, 2008).

Модельный реанализ ERA-40 представляет собой результат численного моделирования с ассмилированием наземных и спутниковых данных. У разных моделей реанализа координатная сетка индивидуальна. В реанализе ERA-40 помимо стационарных наземных наблюдений использовался огромный объем данных дистанционного зондирования. Архив содержит данные за период с сентября 1957 по август 2002 гг. с пространственным разрешением 2,5° по широте и долготе в узлах регулярной сетки и разрешением во времени 6 часов. Анализ данных по температуре воздуха и атмосферным осадкам проводился нами за период с 1958 по 2001 гг. арифметическим осреднением данных во всех узлах регулярной сетки, которые попадают на территорию каждого конкретного водосбора

2.5.2. Данные космического зондирования

В работе используются данные альтиметров TOPEX/Poseidon и ENVISAT. **TOPEX/Poseidon (TOPOgraphy EXperiment)** запущен 10 августа 1992 года. Это совместная программа США и Франции, основной целью которой являлось исследование изменчивости топографии морской поверхности и динамики океана. На борту спутника установлены два радиовысотомера: TOPEX американского производства и Poseidon французского производства с пониженным потреблением электроэнергии (Raizonville et al., 1988). Точность измерений высоты спутника над Земной поверхностью составляет 1,7 см (Fu, Pihos, 1994).

Временной масштаб повторения измерений вдоль трека спутника составляет 10 дней (при частоте регистрации данных 10 Гц обеспечивается пространственное

разрешение 580 м) и обеспечивает наблюдения за поверхностью Земли (океан и твердая поверхность) в пределах от 66° с. ш. до 66° ю. ш. с расстоянием между спутниковыми трассами на экваторе около 300 км (Fu, Cazenave, 2001). Карта покрытия территории спутниковыми трассами (треками) TOPEX/Poseidon и ENVISAT представлена на рисунке 16.

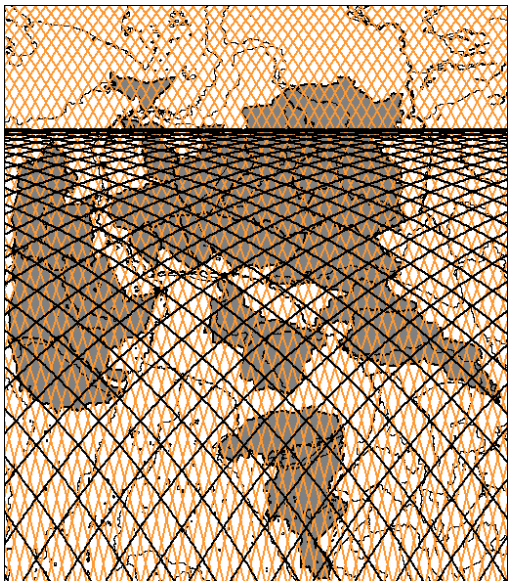


Рисунок 16 – Карта покрытия речных бассейнов треками TOPEX/Poseidon и ENVISAT
Примечание – TOPEX/Poseidon – черным цветом; ENVISAT – оранжевым цветом

ENVISAT (Environmental Satellite) был выведен на орбиту в марте 2002 года. Параметры орбиты подбирались так, чтобы спутник ENVISAT стал продолжением работы предыдущих спутников европейской программы мониторинга (ESA, 2002). В отличие от предыдущих спутников, на борту ENVISAT был установлен новый альтиметр (RA-2), который работал на двух частотах 13,575 ГГц и 3,2 ГГц. Ошибка измерений высот поверхности Мирового океана, как и у предыдущих приборов, не превысила 5 см (Francis et al., 1993; ESA, 2002). Следует отметить, что высокая точность работы альтиметра – это результат работы системы позиционирования DORIS (доплеровская радионавигационная орбитография космических аппаратов), разработанной в Национальном центре космических исследований (CNES) совместно с агентством картографии и исследований Франции (IGN), а также исследовательским институтом космической геодезии (GRGS).

Способность точно определять местоположение спутника на орбите является основополагающим фактором качества альтиметрических данных. Для того чтобы правильно определить местоположение спутника, необходимо знать координаты в трех измерениях. Однако это непростая задача, так как спутник постоянно находится в движении по своей траектории, определенной параметрами при его запуске, а также

гравитационными силами Земли, давлением солнечной радиации и атмосферным смещением (www.aviso.oceanobs.com).

Система DORIS (частоты 2036,25 МГц и 401,25 МГц) работает на доплеровском эффекте, суть которого заключается в изменении частоты сигнала, отраженного от движущегося объекта. Система DORIS является частью бортовой аппаратуры спутника и включает в себя антенну, приемник и генератор колебаний, центр контроля и обработки информации, сеть международных автономных станций по всему миру (рис. 17), которая обеспечивает равномерное покрытие. Наземные станции передают сигналы, в свою очередь приемник DORIS, находящийся на борту спутника, выполняет расчеты, учитывая эффект Доплера, а затем сохраняет их в своей памяти. Записанные данные спутника передаются на земные станции каждый раз, когда он пролетает над ними, после чего они посылаются в центр контроля, находящийся в г. Тулуза во Франции. В главном центре контроля проверяются все данные по работе наземных станций, измерений, а также ведутся расчеты орбиты спутника. Затем эти данные архивируют и распространяют.



Рисунок 17 – Сеть наземных станций системы DORIS (IDS – International Doris service, http://www.aviso.oceanobs.com)

Основной целью программы ENVISAT является накопление временных рядов наблюдений для разных территорий на глобальном уровне для мониторинга динамики развития природных явлений, а также улучшение параметров радара для повышения его способности контролировать Землю и ее характеристики.

Временной масштаб повторения измерений вдоль трека спутника составляет 35 дней (при частоте регистрации данных 18 Гц обеспечивается пространственное разрешение 380 м вдоль трассы), обеспечивая наблюдения за поверхностью Земли в пределах от 82,4° северной широты до 82,4° южной широты с расстоянием между спутниковыми трассами на экваторе около 85 км.

Для программы ENVISAT используются четыре ***ретрэккера*** (алгоритм бортовой обработки сигнала), каждый из которых был разработан для особого типа поверхности: океана (ocean) – классический, для ледниковых щитов и континентальных типов поверхностей (Ice-1, Ice-2) и исследований морского льда (SeaIce). В данной работе используется ретрэккер Ice-2, алгоритм, которого основан на получении формы волны для континентальных типов поверхности. Данный подход был впервые успешно применен для альтиметрических спутников ERS (Legresy & Remy, 1997; Remy et al., 1999) и в настоящий момент используется для спутника ENVISAT.

Методика обработки данных спутниковой альтиметрии

Исходные данные спутниковой альтиметрии были получены во французском центре наблюдений – CTOH (Centre de Topographie des Océans et de l'Hydrosphère, http://ctoh.legos.obs-mip.fr/ French Observation Service dedicated to satellite altimetry studies) с учетом инструментальных ошибок и поправок на влияние окружающей среды.

1) Данные представляли собой осредненный сигнал с интервалом вдоль спутниковой трассы каждые 0,1 с, что соответствует пространственному разрешению 580 м для спутника TOPEX/Poseidon и 380 м для ENVISAT. Расстояние между спутниковыми трассами для TOPEX/Poseidon составляет 315 км и 85 км для ENVISAT. На рисунке 18 представлена схема покрытия водосбора реки Вах спутниковыми трассами TOPEX/Poseidon и ENVISAT. Точки вдоль трассы соответствуют сигналам спутника. Для получения выходных данных с целью дальнейшего анализа обводненности территории каждого водосбора с помощью программы ГИС MapInfo мы определяли координаты пересечения границ водосбора со спутниковыми трассами.

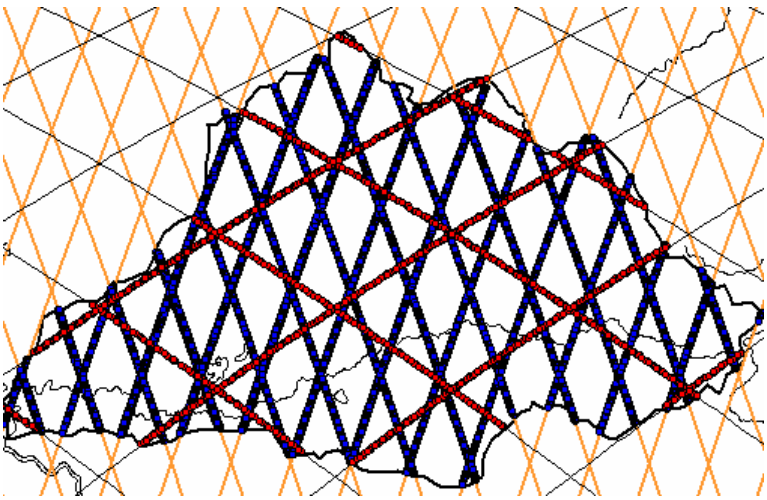


Рисунок 18 – Карта-схема покрытия водосбора реки Вах сигналами спутников TOPEX/Poseidon и ENVISAT
Примечание - TOPEX/Poseidon – красным цветом; ENVISAT – синим цветом

2) Определялось общее количество альтиметрических измерений в каждом цикле и количество измерений из них, приходящихся на поверхность, классифицируемую нами как водная, и на самом деле являющуюся в той или иной степени обводненной. На ней постоянно (в виде рек, озер) или временно (в виде разного типа болот, топей, речных пойм) присутствует вода. Обводненность территории предлагается измерять коэффициентом обводненности $К_{обв}$, вычисляемым как отношение количества измерений над водной поверхностью $Nobs_{(ndB)}$ к общему количеству измерений Nobs в каждом спутниковом цикле:

$$К_{обв}=Nobs_{(ndB)}/Nobs*100\% \qquad (2)$$

При этом пороговые значения коэффициента обратного рассеяния, позволяющие отделить обводненную поверхность от необводненной, задавались для каждого водосбора последовательно от 15 до 27 дБ (рис. 4). По формуле (2) для летнего наиболее сухого сезона у каждого бассейна вычислялся наименьший коэффициент обводненности $К_{обв}$, который для уточнения порогового значения КОР сравнивался с гидрографическими характеристиками этого водосбора, а именно, с относительной площадью постоянно увлажненных земель на водосборе, или суммой его озерности и заболоченности ($f_{оз}+f_{б}$), взятых из монографий «Ресурсы поверхностных вод…, 1978) и «Гидрология заболоченных территорий» (2009), и по карте «Растительность Западно-Сибирской равнины» (1976).

На рисунке 19 представлен ход наименьших летних $К_{обв}$ (%) в зависимости от принятого порогового значения КОР для бассейна р. Вах по данным двух спутников. Из него следует, что для TOPEX/Poseidon пороговое значение (соответствующее сумме заболоченности и озерности по гидрографическим характеристикам) равно 25 дБ, а для ENVISAT – 17 дБ. Полученные значения использовались далее для оценки динамики обводненности исследуемой территории.

Количество измерений Nobs за 10-дневный для TOPEX/Poseidon (49-753 точек) и 35-дневный для ENVISAT (1261-18509 точек) спутниковые циклы зависит от площади каждого водосбора. Очевидно, что величина $К_{обв}$ изменяется во времени по сезонам года, а для каждого сезона – и в многолетнем разрезе, и отражает пространственно-временную динамику обводненности исследуемой территории.

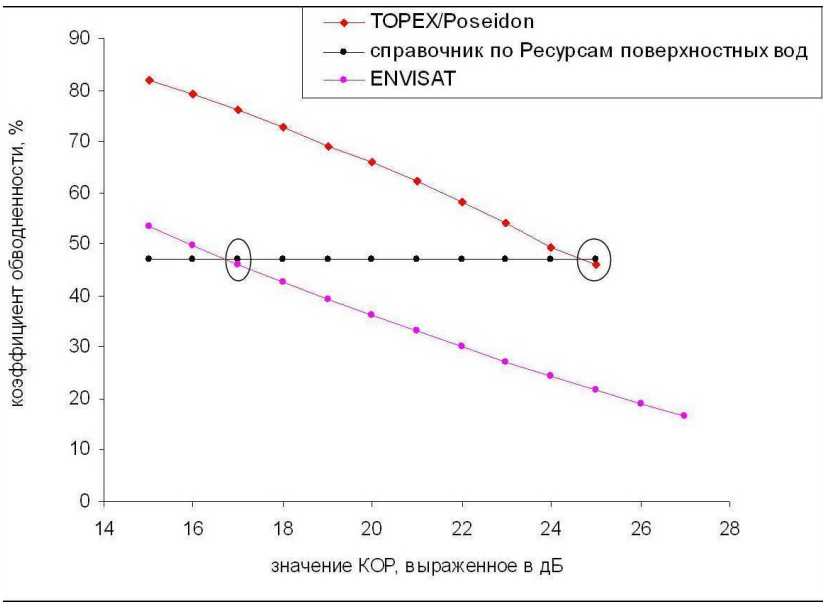


Рисунок 19 – График хода коэффициента обводненности (%) в зависимости от порогового значения КОР (дБ) для р. Вах со схемой определения порогового значение КОР

Таким образом, методология исследования, применяемая в диссертации, основана на обработке результатов двух основных методов получения информации: 1) модельного реанализа климата и 2) спутниковой альтиметрии.

Глава 3. Анализ пространственно-временной изменчивости климата и обводненности речных бассейнов Западной Сибири

Существенными особенностями пространственно-временной изменчивости природных процессов являются ритмичность и цикличность, которые присущи широкому кругу природных явлений в атмосфере, гидросфере, литосфере, биосфере и др. Пространственно-временная изменчивость характеризуется разномасштабными флуктуациями различных параметров (климатических, гидрологических, экологических и др.), от коротких (сезонных) до многолетних. Другими словами, пространственно-временная изменчивость природных процессов – это природный режим, который можно отслеживать с помощью метеорологических (температуры воздуха, атмосферных осадков) и гидрологических (стока, степени увлажнения территории, относительной площади обводненных территорий) индикаторов с использованием широкого спектра современных технологий (данных реанализа, метода спутниковой альтиметрии).

Вначале рассматриваются современные тенденции изменения климата, а затем дается анализ природных режимов по бассейнам рек на основе данных метеорологических станций, модельного реанализа и спутниковой альтиметрии.

3.1. Современные тенденции изменения климата

Климат XX–XXI вв. характеризуется повышением температуры воздуха у поверхности земли как в среднем для земного шара и обоих полушарий, так и для большинства крупных регионов суши и поверхности океана (Израэль и др., 2002; IPCC, 2007). С конца XX в. из анализа данных инструментальных наблюдений стало ясно, что изменение глобального климата происходит весьма интенсивно (Израэль и др., 2002; Уотсон, 2001; IPCC, 1996, 2007).

Научной концепцией, объясняющей происходящее потепление, является гипотеза антропогенного влияния, связывающая повышение температуры с ростом концентрации в атмосфере парниковых газов. Тем не менее, несмотря на наблюдаемые факты и развитую теорию, концепция антропогенно-обусловленного потепления XXI в. принимается многими учеными с некоторыми оговорками, суть которых состоит в следующем (Кислов и др., 2008):

1) в прошлом происходили большие колебания климатического режима, в том числе и значительные потепления, генезис которых совершенно не связан с антропогенным влиянием;

2) современные климатические модели, хотя и обладают многими достоинствами, не во всем адекватно отражают процессы, происходящие в реальности. Остается неясным вопрос о степени воспроизводимости в моделях обратных связей, их зависимости от состояния глобального климата;

3) существенные затруднения вносит кратковременность данных наблюдений. Для того чтобы уверенно диагностировать длительно существующее, развивающееся глобальное потепление, ряд наблюдений в 100-150 лет недостаточен.

Моделирование климата дает возможность оценить реальность механизмов климатических изменений. В работе (Manabe, Stouffer, 1996) впервые были проанализированы результаты климатической модели, которая в течение 1000 лет непрерывно воспроизводила вариации климата. В результате типичными оказались флуктуации, порождаемые взаимодействием атмосферы и океана, с продолжительностью примерно от 10 до 30 лет. Более продолжительные аномалии модель не генерировала.

Возможно, что более длительные аномалии обусловлены внешними воздействиями, и для их численного воспроизведения требуется задавать в модели, изменяющиеся внешние воздействия. Синтез природных и антропогенных факторов позволяет воспроизвести все принципиальные особенности хода температуры с достаточной детальностью. Таким образом, гипотеза природно-антропогенного потепления в настоящее время лучше всего объясняет происходящие процессы глобального потепления (Кислов и др., 2008).

Глобальное изменение климата отражается и в изменениях климата в России (Анохин и др., 1993; Рубинштейн, Полозова, 1966; Будыко, Винников, 1976; Груза и др., 1977; Груза, Ранькова, 1980). Интенсивность потепления за 100 лет (1901-2000 гг.) составила в среднем для территории России 0,90°С. Максимум потепления в XX веке отмечен здесь в 1995 году (отклонение от нормы 1,9°С). Во второй половине XX в. (1951-2000) общая тенденция изменения среднегодовой температуры воздуха на территории России также характеризуется положительным трендом. Наиболее интенсивный тренд в Предбайкалье-Забайкалье (3,5°С/100 лет), в Приамурье-Приморье и Средней Сибири (Груза, Ранькова, 2004).

Известно, что глобальное потепление происходило неравномерно за указанное столетие. После интервала потепления в 1910-1945 гг. было слабое похолодание в 1946-1975 гг., с 1976 года началось новое наиболее интенсивное потепление (Груза, Ранькова, 2004). За последние 30 лет, включающие 6 лет XXI в. наиболее интенсивное и статистически значимое повышение среднегодовой температуры произошло главным образом на Европейской территории России (ЕТР), а также в Восточной Сибири и на

Дальнем Востоке. В этих районах потепление составило 0,4-0,6°С/10 лет. В Западной Сибири также наблюдаются положительные тренды, но они меньше (0,4°С/10 лет), а статистически значимые тренды среднегодовой температуры отмечены только на юге Западной Сибири.

По наблюдениям за 1976-2006 гг. на всей сети метеорологических станций России показано (Шерстюков, 2009), что наиболее интенсивное и статистически значимое увеличение температуры воздуха произошло на ЕТР (кроме Севера), на юге Западной Сибири, на всех широтах в Восточной Сибири, в Приамурье, на Камчатке и на севере Дальнего Востока. По полной сети станций на территории России выявлено, что за период с 1976-2006 преобладает увеличение годовых сумм осадков. Отмечается, что существенное увеличение осадков произошло на юге Западной и Восточной Сибири, а также в Приуралье. Атмосферные осадки оказывают существенное влияние на увлажнение почвы. Увеличение увлажнения Западно-Сибирского сектора в 1961-1990 гг. происходило в основном за счет роста количества осадков холодного сезона (Груза, 2000).

Е.А. Черенковой (2008) был сделан подробный анализ динамики увлажнения зональных ландшафтов (в основном, суббореальных). По ее прогнозам, к середине XXI века на большей части территории Западно-Сибирского сектора на смену имевшему место в XX в. повышенному увлажнению придет слабое иссушение. Несмотря на ожидаемые изменения в увлажнении территорий, они будут еще недостаточными для смещения границ зон увлажнения.

Значимые положительные аномалии высоты снежного покрова за период с 1991–2005 гг. от норм 1961-1990 гг. наблюдаются на большей части территории России. При этом наиболее существенные положительные аномалии зафиксированы на востоке ЕТР, на обширных территориях Западной и Восточной Сибири, в Приморье и на Камчатке (Шерстюков, 2009).

Следует отметить, что в связи с потеплением климата актуальна угроза деградации многолетней мерзлоты для России (Ершов, 1997; Хрусталев и др., 2008). В России зона многолетней мерзлоты занимает около 65% территории и охватывает значительную часть Сибири и Дальнего Востока (Павлов, Гравис, 2000). Эти регионы имеют стратегическое значение для страны. В пределах криолитозоны России сосредоточено более 30% разведанных запасов всей нефти страны, около 60% природного газа, залежи каменного угля и торфа, большая часть гидроэнергоресурсов, запасов цветных металлов, золота и алмазов, огромные запасы древесины и пресной воды.

Так, на севере Западной Сибири температура почвогрунтов на глубинах (80-320 см) за последние три десятилетия (табл. 6) повысилась на 0,3–0,4°С, среднегодовые значения

близки к нулю, но остаются отрицательными. Летнее протаивание в 1977-1981 гг. доходило примерно до 340 см, а в последнее пятилетие увеличилось еще примерно на 20 см. Устойчивое состояние многолетней мерзлоты с отрицательной среднегодовой температурой на глубине 320 см наблюдалось в 1977-1981 гг. и сохранилось после потепления на севере Западной Сибири и северо-западе Восточной Сибири, в Якутии и на севере Дальнего Востока. В результате анализа было выявлено, что благоприятные условия для сохранения многолетнемерзлых почвогрунтов в слое до 320 см в настоящее время сохранились в четырех районах на территории зоны многолетней мерзлоты России (Шерстюков, 2009).

Таблица 6 – Минимальное и максимальное значения среднего годового хода суточной температуры почвогрунтов на глубинах и среднегодовое ее значение (°С) по двум выборкам лет (север Западной Сибири) (Шерстюков, 2009)

Глубина, см	1977 – 1981 гг.			Глубина, см	2001 – 2005 гг.		
	Min	Max	Среднее		Min	Max	Среднее
80	-4,5	4,8	-1,4	80	-4,0	6,3	-1,1
160	-3,0	2,7	-1,3	160	-2,2	3,3	-0,9
240	-1,8	1,0	-1,1	240	-1,4	1,8	-0,8
320	-0,8	-0,2	-0,7	320	-0,7	0,4	-0,6

3.2. Анализ трендов многолетних и сезонных изменений температуры воздуха и атмосферных осадков (1926-2005 гг.) по данным метеорологических станций и модельного реанализа ERA-40

Изменения климата в разных регионах более индивидуальны и отличаются от общих глобальных показателей. Установлено, что на территории Сибири в 1955-1990 гг. происходило значительно более существенное, чем в среднем по земному шару, потепление с нарастающей к началу 1990-х гг. интенсивностью, причем с повышением среднегодовой температуры воздуха снижается амплитуда ее сезонных колебаний (Региональный мониторинг…, 2000).

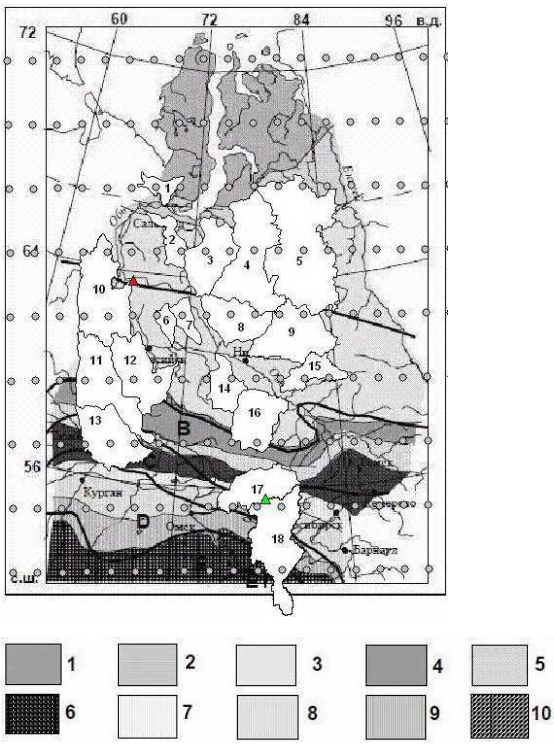
По данным (Ипполитов и др., 2008; Кабанов, 2008) потепление в Сибири за последний климатический (30-летний) период характеризуется неоднородной субрегиональной структурой с очагами ускоренных темпов потепления до 0,5°С/10 лет. Авторами (Кабанов, Ипполитов, 2004) был проведен анализ данных по среднемесячным температурам воздуха более ста станций, который показал, что на территории Сибири процесс глобального потепления, связываемый обычно с накоплением в атмосфере углекислого газа, идет крайне неравномерно. Очаг наиболее интенсивного потепления, интенсивность которого оценивается 0,6°С/10 лет, в Западной Сибири расположен в районе Сургута. Территории с минимальными (0,2°С/10 лет) скоростями потепления отмечены на побережьях Северного Ледовитого океана. Изменения климата в Сибири

также характеризуется увеличением атмосферных осадков в зимний период (Serreze et al., 2000), толщины снежного покрова (Булыгина и др., 2007), температур почвогрунтов (Васильев и др., 2008), таянием многолетней мерзлоты (Анисимов, Нельсон, 1997), сокращением площадей озер (Кирпотин и др., 2004; Smith, 2005; Кравцова, Быстрова, 2009) и изменением речного стока (Земцов и др., 2000; Земцов и др., 2003; Peterson et al., 2002).

В данном разделе рассматривается общий характер изменения температуры воздуха и атмосферных осадков, а затем делается попытка оценки линейных трендов за различные промежутки времени по сезонам.

Анализ среднегодовой температуры воздуха и суммы атмосферных осадков в речных бассейнах (рис. 20) проводился за календарный год. Сезонные значения анализировались по сезонам года, которые были приняты условно с жесткими границами: зима (декабрь предыдущего года – февраль), весна (март-май), лето (июнь-август), осень (сентябрь-ноябрь). Уровень значимости при оценке статистической значимости трендов по критерию Стьюдента задавался равным 5% : $\alpha = 0,05$.

Для оценки качества данных реанализа ERA-40 при анализе основных климатических параметров (температуры воздуха и осадков) нами были сопоставлены данные реанализа с наблюдениями на станциях Березово и Барабинск (рис. 21). Коэффициенты линейного тренда, парной линейной корреляции (при заданном уровне значимости $\alpha = 0,05$) по температуре воздуха и атмосферным осадкам между данными реанализа и станций представлены в таблице 7.



Гидролого – климатические зоны (Мезенцев, Карнацевич, 1969):

A.зона избыточного увлажнения в средний и влажный годы и оптимального увлажнения в сухой год повторяемостью 1 раз в 5 лет;

B.зона избыточного увлажнения и недостаточной теплообеспеченности во влажный год повторяемостью 1 раз в 5 лет и оптимального увлажнения в средний год и сухой год повторяемостью 1 раз в 5 лет;

C.зона оптимального увлажнения и теплообеспеченности в средний год и во влажный год повторяемостью 1 раз в 5 лет и недостаточного увлажнения в сухой год повторяемостью 1 раз в 5 лет;

D.зона недостаточного увлажнения и избыточной теплообеспеченности в сухой год повторяемостью 1 раз в 5 лет и оптимального увлажнения в средний год и во влажный год повторяемостью 1 раз в 5 лет;

E.зона весьма недостаточного увлажнения и избыточной теплообеспеченности в средний год и сухой год повторяемостью 1 раз в 5 лет, а также недостаточного увлажнения во влажный год повторяемостью 1 раз в 5 лет;

A1.зона весьма избыточного увлажнения и недостаточной теплообеспеченности;

E1.зона весьма недостаточного увлажнения и избыточной теплообеспеченности.

Природные зоны (Булатов, 1996):

1. тундра; 2. лесотундра; 3. северная и средняя тайга; 4. южная тайга; 5. подтайга (смешанные леса); 6. мелколиственные леса; 7. северная лесостепь; 8. центральная лесостепь; 9. южная лесостепь; 10. степь.

Рисунок 20 – Карта-схема покрытия исследуемых водосборов координатной сеткой модельного реанализа ERA-40 (Границы зон даны по О.В.Мезенцевой, 2009)
Примечание – бассейны рек: 1 – Щучья, 2 – Полуй, 3 – Надым, 4 – Пур, 5 – Таз, 6 – Назым, 7 – Лямин, 8 – Тромъеган, 9 – Вах, 10 – Северная Сосьва, 11 – Тавда, 12 – Конда, 13 – Тура, 14 – Большой Юган, 15 – Тым, 16 – Васюган, 17 – Омь, 18 – область внутреннего стока Обь-Иртышского междуречья, круглые символы; красный треугольник – станция Березово, зеленый треугольник – станция Барабинск

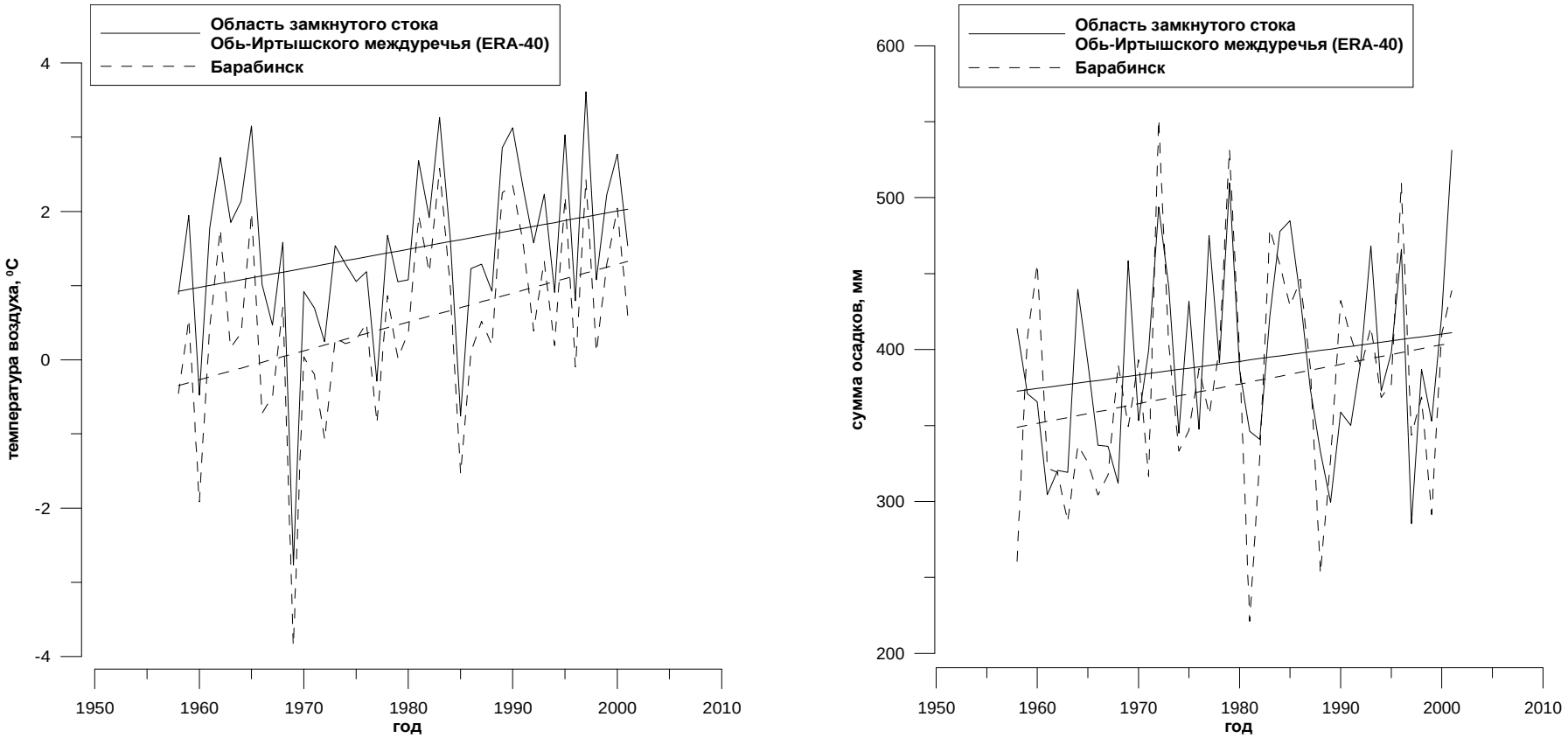
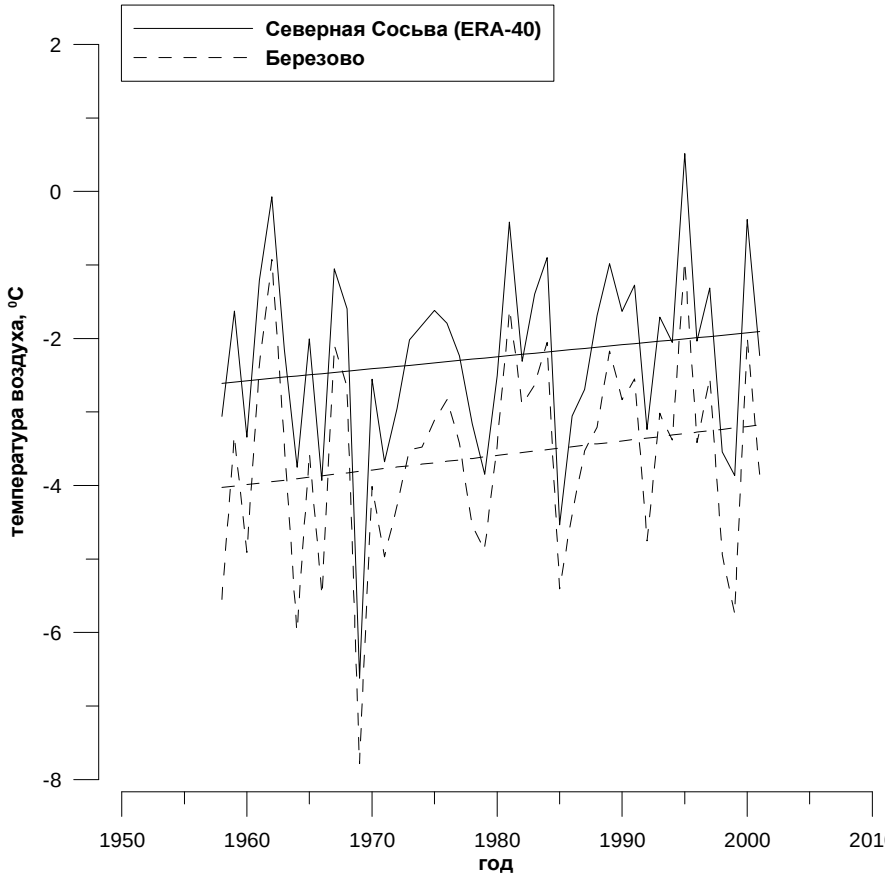


Рисунок 21 – Хронологические графики среднегодовой температуры воздуха (слева) и годовых сумм атмосферных осадков (справа) по данным модельного реанализа и метеорологическим станциям

Продолжение рисунка 21



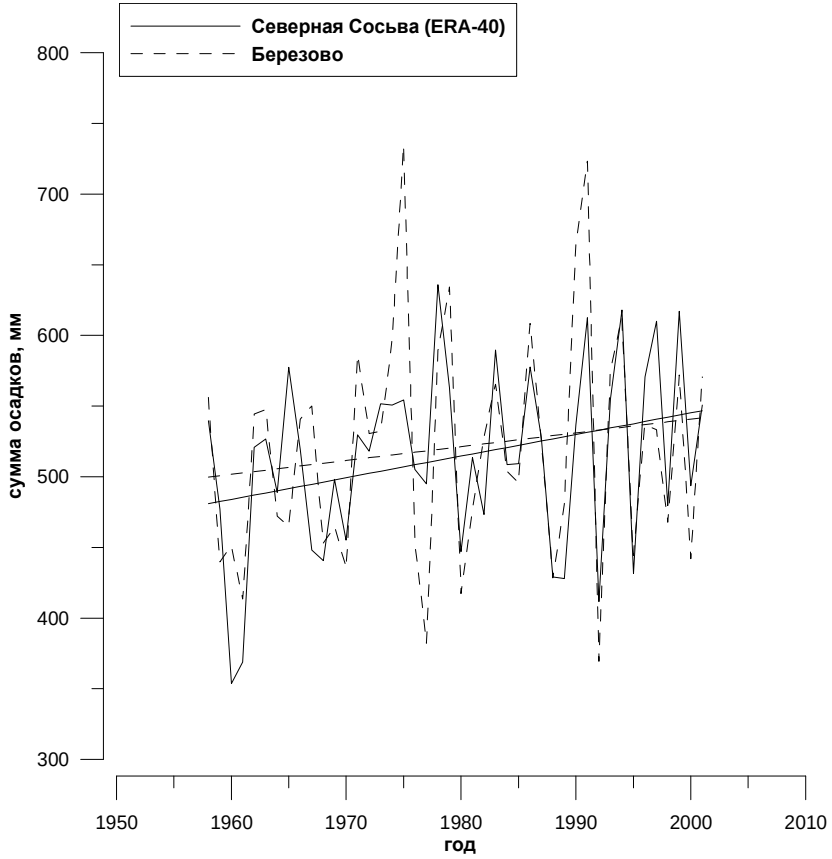


Таблица 7 – Значения коэффициентов линейного тренда, коэффициентов корреляции по среднегодовой температуре воздуха и годовым осадкам между данными реанализа и метеорологических станций

	Тренд (^{0}C/10 лет)/(мм/10 лет)	r_{xy} (температура)	r_{xy} (осадки)
Реанализ (С. Сосьва)	0,2 /15	0,99	0,77
Березово	0,2 /10		
Реанализ (область замкнутого стока Обь-Иртышского междуречья)	0,3 /9	0,97	0,73
Барабинск	0,4 /13		

В целом данные реанализа по среднегодовой температуре воздуха точнее описывают изменения климата на исследуемой территории, чем по атмосферным осадкам. Следует отметить, что различия модельных результатов и данных наблюдений могут быть также связаны с тем, что модельные оценки осреднены по площади соответствующего речного бассейна, а данные наблюдений на метеостанциях локальны.

Проведенный нами анализ данных по среднегодовой температуре воздуха показал, что наиболее сильное потепление наблюдается в северной части равнины, о чем свидетельствуют коэффициенты линейных трендов, представленные графически на рисунках 22 (а, б) и карте-схеме на рисунке 23 (а, б). Это подтверждается также данными других авторов (Кабанов, 2008; Frey, Smith, 2003), проводивших исследования на севере равнины. Водосборы, на которых наблюдаются значимые тренды по среднегодовой температуре воздуха, можно разделить на 2 географически различные группы, отличающиеся друг от друга по условиям теплообеспеченности: 1) водосборы рек Полуй, Надым, Пур и Таз, с наиболее сильным очагом потепления на водосборах рек Надым, Пур и Таз (0,35-3$7^0$C/10 лет); 2) водосборы рек Тромъеган, Вах, Большой Юган, Васюган, Омь, область замкнутого стока Обь-Иртышского междуречья и на станции Барабинск (0,26-0,3$4^0$C/10 лет). Значимое увеличение атмосферных осадков наблюдается на водосборах: Северная Сосьва, Конда, Тавда, Тура, Таз, Назым, Вах и на станции Березово (16,8-24,1 мм/10 лет).

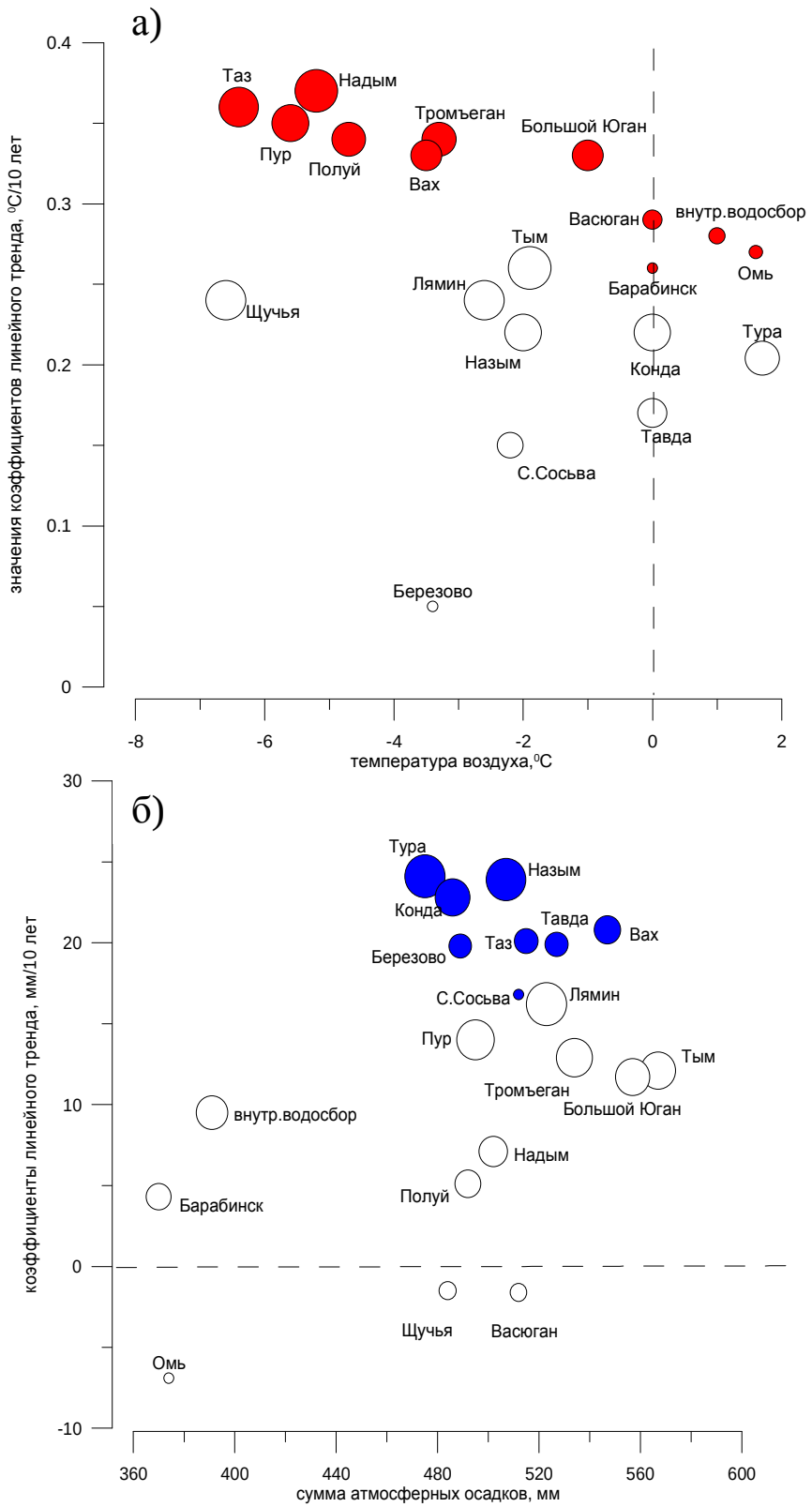


Рисунок 22 – Среднегодовые температуры воздуха (а) и годовые суммы атмосферных осадков (б), а также коэффициенты линейных трендов

Примечание – «кружки» красного цвета показывают значимые тренды по температуре воздуха и «кружки» синего по сумме осадков на водосборах

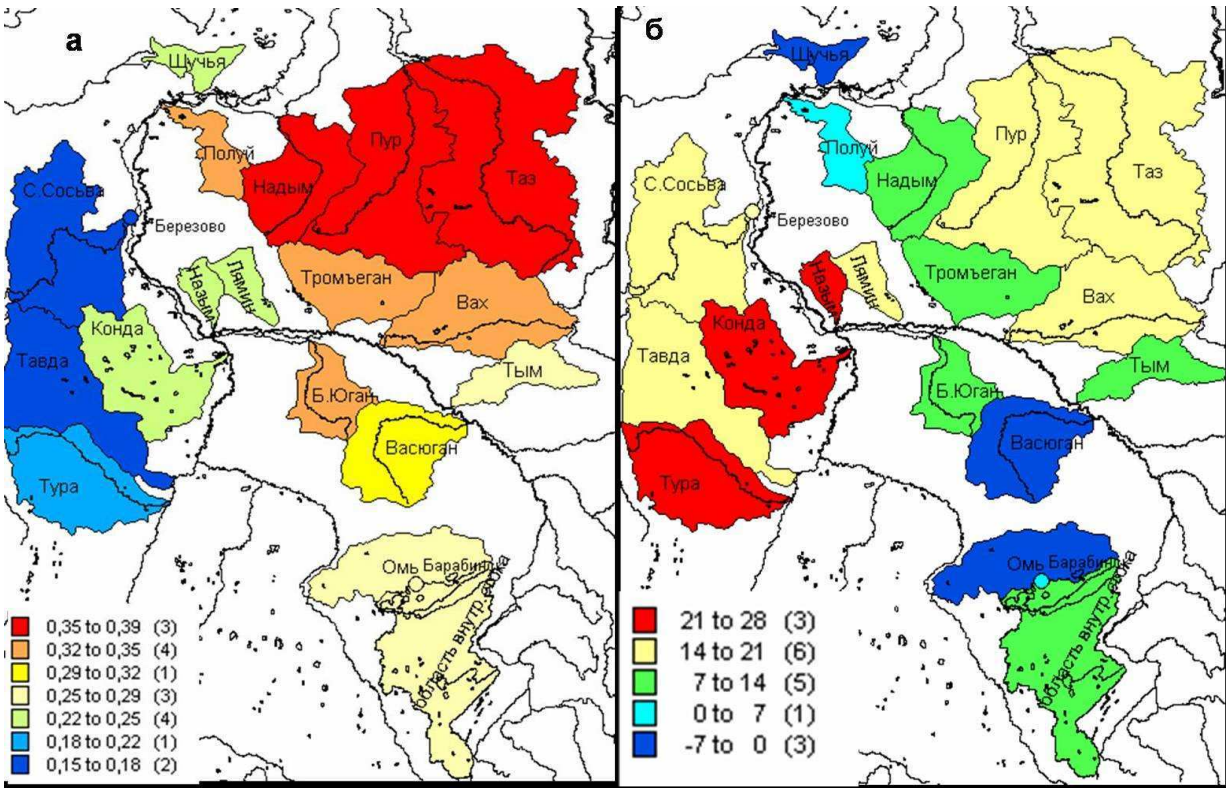


Рисунок 23 – Карта-схема распределения коэффициентов линейных трендов по (а) среднегодовой температуре воздуха и (б) годовой сумме атмосферных осадков

Для выявления роли каждого сезона в формировании поля среднегодовых температур воздуха и сумм атмосферных осадков рассчитаны их тренды. Под сезонной структурой годового цикла понимается количество сезонов, из которых состоит год. В регионах, расположенных в умеренных широтах, в глубине материка, структурными единицами первого порядка являются: холодно-снежная и вегетационная части годового цикла. К структурным единицам второго порядка относятся сезоны годы: зима, весна, лето и осень (Филандышева, Окишева, 2002).

Статистически значимое интенсивное потепление температуры воздуха на водосборах происходит в весенний сезон (март-май) от 0,40 до 0,84°С/10 лет (табл. 8). Наиболее сильное потепление наблюдается на севере равнины на водосборах рек Щучья, Полуй, Надым и Тромъеган с коэффициентами линейного тренда 0,76-0,84°С/10 лет (табл. 8). В целом значимое увеличение весенних температур подтвердилось на 15 водосборах и метеостанции Барабинск.

Увеличение зимних температур значимо только для станции Барабинск с коэффициентом линейного тренда 0,53°С/10 лет. Изменения температур летнего и осеннего сезонов не показало значимого изменения, кроме водосбора реки Пур со значимым трендом 0,32°С/10 лет в летний сезон.

Значимое увеличение количества зимних осадков происходит на водосборах рек Конда, Назым, Лямин, а также на станциях Березово и Барабинск с коэффициентами линейного тренда 4,0-6,4 мм/10 лет. В весенний период значимое увеличение происходит на водосборах рек Надым, Пур, Таз, Конда, Тура, Назым, Лямин, Тромъеган, Вах, Большой Юган и на станции Березово от 5,1 до 9,9 мм/10 лет. В летний сезон значимость трендов подтвердилась только на водосборах Таз, Сев. Сосьва и Назым от 8,6 до 14,8 мм/10 лет. Значимое увеличение осенних осадков отмечается только на водосборе реки Тура (8,8 мм/10 лет).

В целом можно отметить, что для территории Западной Сибири наблюдается существенный рост среднегодовой температуры воздуха и атмосферных осадков. Наиболее высокая интенсивность потепления наблюдается в северной части равнины в зоне многолетней мерзлоты. Изменения весенних температур оказывают большее влияние на среднегодовую температуру, чем зимний, летний и осенний сезоны. Полученные результаты анализа подтверждаются данными исследований авторов (Frey and Smith, 2003), проводивших оценку температуры воздуха и осадков и их связи с индексом Северо-Атлантического колебания на территории Западной Сибири по данным метеорологических станций за период с 1958 по 1999 гг.

Полученные результаты также подтверждаются данными других авторов о наиболее сильном потеплении в весенний период (Krijov, 2002; Frey and Smith, 2003; Оценочный доклад…., 2008).

Увеличение весенних температур приводит к более раннему снеготаянию и росту продолжительности вегетационного периода, а атмосферных осадков – к увеличению обводненности территорий в разных природных зонах. Обводненность территории зависит от соотношения составляющих водного баланса (осадков, испарения, стока), теплообеспеченности и механизмов стекания избытка влаги в речную сеть представляющего собой естественный дренаж территории (Иванов, 1975).

Таблица 8 – Средние многолетние и сезонные значения коэффициентов линейного тренда по температуре воздуха и расчет t-статистики (1958-2001 по ERA-40; 1926-2005 по метеорологическим станциям)

Название водосбора и метеорологических станций	Среднегод. тренд, °С/10 лет	t-статистика	Тренд (д-ф), °С/10 лет	t-статистика	Тренд (м-м), °С/10 лет	t-статистика	Тренд (и-а), °С/10	t-статистика	Тренд (с-н), °С/10	t-статистика
Щучья	0,24	1,43	-0,10	-0,26	**0,84**	2,69	0,27	1,61	-0,11	-0,36
Полуй	**0,34**	2,12	0,12	0,29	**0,78**	2,72	0,29	1,83	0,12	0,49
Надым	**0,37**	2,29	0,23	0,55	**0,76**	2,71	0,29	1,97	0,12	0,46
Пур	**0,35**	2,20	0,22	0,47	**0,68**	2,52	**0,32**	2,25	0,23	0,87
Таз	**0,36**	2,32	0,34	0,71	**0,62**	2,47	0,25	1,78	0,12	0,42
Северная Сосьва	0,15	0,97	-0,05	-0,14	**0,53**	2,23	0,15	0,89	-0,07	-0,32
Конда	0,22	1,65	0,19	0,53	**0,45**	2,07	0,17	1,06	0,02	0,10
Тавда	0,17	1,31	0,01	0,17	**0,44**	2,14	0,18	1,15	-0,04	-0,19
Тура	0,20	1,73	0,22	0,72	0,33	1,66	0,18	1,20	0,05	0,30
Назым	0,22	1,53	0,09	0,24	**0,56**	2,26	0,17	1,11	0,03	0,11
Лямин	0,24	1,89	0,15	0,40	**0,63**	2,42	0,19	1,29	0,09	0,39
Тромъеган	**0,34**	2,24	0,26	0,63	**0,72**	2,50	0,19	1,36	0,12	0,47
Вах	**0,33**	2,14	0,32	0,70	**0,61**	2,52	0,24	1,73	-0,03	-0,10
Большой Юган	**0,33**	2,41	0,36	0,94	**0,59**	2,49	0,22	1,60	0,11	0,52
Тым	0,26	1,84	0,29	0,70	**0,53**	2,40	0,12	1,08	0,07	0,29
Васюган	**0,29**	2,21	0,30	0,83	**0,49**	2,34	0,19	1,62	0,09	0,46
Омь	**0,28**	2,02	0,34	0,98	0,38	1,71	0,17	1,32	0,11	0,58
область замкнутого стока Обь-Иртышского междуречья	**0,27**	2,14	0,43	1,26	0,37	1,79	0,11	1,0	0,15	0,75
Березово	0,05	0,73	0,02	0,10	0,20	1,22	0,03	0,45	-0,04	-0,28
Барабинск	**0,26**	5,98	**0,53**	4,00	**0,40**	4,73	0,06	1,29	0,10	1,33

Примечание – жирным шрифтом обозначены значимые при α = 0,05 коэффициенты тренда

Таблица 9 – Средние многолетние и сезонные значения коэффициентов линейного тренда по атмосферным осадкам и расчет t-статистики (1958-2001 по ERA-40; 1926-2005 по метеорологическим станциям)

Название водосбора и метеорологических станций	Среднегод. тренд, мм/10 лет	t-статистика	Тренд (д-ф), мм/10 лет	t-статистика	Тренд (м-м), мм/10 лет	t-статистика	Тренд (и-а), мм/10 лет	t-статистика	Тренд (с-н), мм/10 лет	t-статистика
Щучья	-1,5	-0,20	2,5	1,2	1,7	0,59	-1,8	-0,31	-4,0	-1,09
Полуй	5,1	0,55	4,0	1,74	5,4	1,76	-1,2	-0,19	-2,9	-0,77
Надым	7,1	0,86	3,4	1,43	**5,1**	2,05	2,8	0,52	-4,5	-1,15
Пур	14,0	1,83	3,6	1,38	**6,2**	2,55	7,9	1,51	-4,0	-0,95
Таз	**20,1**	2,80	4,9	1,69	**7,6**	3,20	**8,6**	2,31	-0,9	-0,21
Северная Сосьва	**16,8**	2,43	0,8	0,43	5,6	1,82	**9,7**	2,32	0,3	0,08
Конда	**22,8**	2,52	**5,8**	2,54	**6,1**	2,21	6,9	1,11	3,5	1,05
Тавда	**19,9**	2,19	0,3	0,11	1,5	0,44	9,5	1,50	8,0	1,96
Тура	**24,1**	2,80	4,1	1,57	**5,8**	2,06	5,3	0,93	**8,8**	2,48
Назым	**23,9**	2,56	**4,0**	2,20	**9,5**	2,61	**14,8**	2,73	-5,0	-1,24
Лямин	16,2	1,63	**4,7**	2,31	**9,9**	2,80	7,3	1,23	-6,3	-1,51
Тромъеган	12,9	1,40	3,8	1,72	**6,4**	2,02	6,8	1,24	-4,7	-1,20
Вах	**20,8**	2,26	3,8	1,56	**8,4**	2,93	9,7	1,63	-1,7	-0,42
Большой Юган	12,1	1,00	2,1	0,19	**6,7**	2,21	2,3	0,36	0,5	0,15
Тым	11,7	1,45	3,2	1,39	3,3	1,02	4,7	0,88	0,1	0,03
Васюган	-1,6	-0,21	3,1	1,27	-0,7	-0,26	-3,9	-0,7	-0,6	-0,19
Омь	-6,9	-0,91	2,6	1,14	-0,7	-0,31	-10,1	-1,76	0,7	0,20
область замк. стока Обь-Иртыш. междуречья	9,5	1,34	3,0	1,28	1,0	0,40	5,2	1,22	-0,2	-0,06
Березово	**19,8**	3,91	**6,4**	5,25	**5,4**	2,92	2,1	0,58	4,5	1,81
Барабинск	4,3	1,27	**4,3**	4,54	0,9	0,71	-1,8	-0,66	1,1	0,87

Примечание – жирным шрифтом обозначены значимые при α = 0,05 коэффициенты тренда

3.3. Временная изменчивость обводненности речных бассейнов Западно-Сибирской равнины по данным спутниковой альтиметрии (TOPEX/Poseidon, ENVISAT)

В предыдущем разделе был рассмотрен характер изменения температуры воздуха и атмосферных осадков, которые приводят к изменениям в режиме обводненности. Под обводненностью мы понимаем характеристику степени увлажнения какой-либо территории, которую можно рассчитать количественно по метеорологическим данным (Мезенцев, Карнацевич, 1969) или, как будет показано ниже, применить спутниковую альтиметрию. В данном разделе рассматривается временная изменчивость обводненности водосборов рек по данным спутниковых альтиметров TOPEX/Poseidon и ENVISAT.

Для характеристики временной изменчивости обводненности речных водосборов (и как ее крайнего проявления – изменчивости площадей затопления водой) будем рассматривать смену степени их обводненности 1) в конкретный сезон от года к году (межгодовая изменчивость) и 2) по сезонам внутри года (сезонная изменчивость). Последняя в целом совпадает с фазами водного режима реки (половодье, межень, паводки).

3.3.1. Режим обводненности водосборов по наблюдениям спутника TOPEX/Poseidon

На первом этапе было определено пороговое значение коэффициента обратного рассеяния (КОР), с помощью которого устанавливается граница между обводненной и необводненной частью площади каждого водосбора (табл. 10). Далее была выполнена классификация речных бассейнов по характеру межгодового хода коэффициента обводненности и выявлена связь между обводненностью и осадками теплого периода для ряда водосборов.

Затем определялась величина и временная изменчивость площадей обводненных (затопляемых и переувлажненных) территорий по данным спутника TOPEX/Poseidon (1993-2001 гг.). Для оценки обводненности ландшафтов (включающих реки, озера, болота) анализировалось значение отраженного сигнала, или коэффициент обратного рассеяния (КОР), выраженное в децибелах, методика представлена во второй главе диссертации.

Очевидно, что величина $К_{обв}$ изменяется во времени по сезонам года, а для каждого сезона – и в многолетнем разрезе, и отражает пространственно-временную динамику увлажненности исследуемой территории. Для разграничения обводненной и необводненной поверхностей следует предварительно задать пороговое значение коэффициента обратного рассеяния. Пороговое значение КОР зависит от типа ландшафта,

поэтому в общем случае для каждого водосбора следует выбирать индивидуальное значение этого критерия.

Далее мы классифицировали реки бассейна Оби по характеру межгодового хода минимальных коэффициентов обводненности в летний период, которая отражает особенности режима увлажненности речных водосборов. Следует отметить, что проблеме районирования территории Западно-Сибирской равнины посвящено много работ (Кузин, Бабкин, 1979; Земцов, 2003). Например, классификация рек В.А. Земцова (2003) основана на сходстве многолетней изменчивости годового и помесячного стока рек. В данной работе было отмечено, что между выделенными кластерами, или ядрами, существуют широкие «нейтральные» полосы с переходным режимом колебаний.

Районирование территории можно производить не только на основе данных наблюдений на гидрологических постах, но и с использованием метода спутниковой альтиметрии. Автором диссертационной работы на основе визуального анализа графиков колебаний минимального за лето коэффициента обводненности во времени за 8 лет (рис. 24) выделены четыре географических района. Первый из них включает центральную часть Обь-Иртышского междуречья (бассейны рек Омь, Васюган) и его бессточную область. Второй район объединяет реки Зауралья и северной части Обь-Иртышского междуречья (бассейны рек Северная Сосьва, Конда, Тавда, Тура и Большой Юган). В этой группе рек выделяются 2 подгруппы: а) Северная Сосьва, Конда, Тавда; б) Тура и Большой Юган. В третьем районе оказались реки Обь-Енисейского междуречья (бассейны рек Вах, Тым, Кеть). Четвертый район объединяет реки Сургутского Полесья, а также реки текущие к северу от Сибирских Увалов (бассейны рек Назым, Лямин, Пим, Тромъеган, Казым, Таз, Пур, Надым, Полуй). В данной группе выделяется 4 подгруппы водосборов рек: а) Пур, Надым, Казым; б) Полуй, Таз; в) Тромъеган, Пим; г) Лямин, Назым. Предложенная нами классификация исследуемых водосборов по сходству межгодового хода сезонного коэффициента обводненности достаточно хорошо согласуется с классификацией В.А. Земцова (2003). Их сравнение показало, что совпадают районы центральной части Обь-Иртышского междуречья (кроме водосбора реки Васюган), Зауралья и северной части Обь-Иртышского междуречья, Сургутского Полесья и рек, текущих к северу от Сибирских Увалов. В последней группе нами представлено более подробное деление водосборов рек на подгруппы. Пример группировки водосборов представлен на рисунке 24.

Таблица 10 – Сезонные значения коэффициента обводненности для водосборов по данным спутника TOPEX/Poseidon и ENVISAT

№ п/п	Водосборы рек	Площадь водосбора, км^2	Среднее число наблюдений 10-дневного цикла N_{obs} (T/P)	Среднее число наблюдений 35-дневного цикла N_{obs} (ENVISAT)	Наименьший из летних $K_{обв}$ по данным T/P, %	Пороговое значение КОР (дБ) (T/P)	Наименьший из летних $K_{обв}$ по данным ENVISAT, %	Пороговое значение КОР (дБ) (ENVISAT)	Относительная площадь постоянно увлажненных земель на водосборной площади ($f_{оз}+f_б$), %	
									Справочник «Ресурсы…»	Карта растительности
1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**
1	Щучья	11 830	-	1 261	-	-	11	27	10	-
2	Надым	64 000	407	7 288	65	25	56	20	49	55
3	Пур	112 000	628	13 906	74	25	50	21	-	52
4	Таз	150 000	753	18 509	44	25	31	21	-	31
5	Полуй	21 000	173	2 476	40	25	31	20	-	32
6	Пим	12 700	49	1 469	97	25	83	19	82	-
7	Назым	15 200	47	1 125	29	25	30	17	31	-
8	Лямин	15 900	56	1 966	88	25	71	20	73	-
9	Вах	76 700	261	8 750	46	25	47	17	47	-
10	Тромъеган	55 600	209	6 198	90	25	63	22	62	-
11	Казым	35 600	156	3 595	39	25	29	21	30	-
12	Тым	32 300	101	3 268	29	25	21	19	22	-
13	Северная Сосьва	91 150	299	7 161	24	21	25	15	24	-
14	Конда	72 800	218	7 248	54	21	34	15	53	-
15	Васюган	61 800	161	5 963	34	20	30	15	33	-
16	Большой Юган	34 700	91	3 408	32	20	31	15	35	-
17	Кеть	94 200	248	8 515	39	21	31	15	-	-
18	Область внутреннего стока Обь-Иртышского междуречья	115 500	229	9 824	22	21	20	15	-	-
19	Омь	52 600	124	5 892	50	15	17	15	55	-
20	Тавда	88 100	194	6 457	35	15	18	15	49	
21	Тура	80 400	185	5 853	35	15	16	15	-	-

Примечание: $f_{оз}$ – озерность, $f_б$ – заболоченность

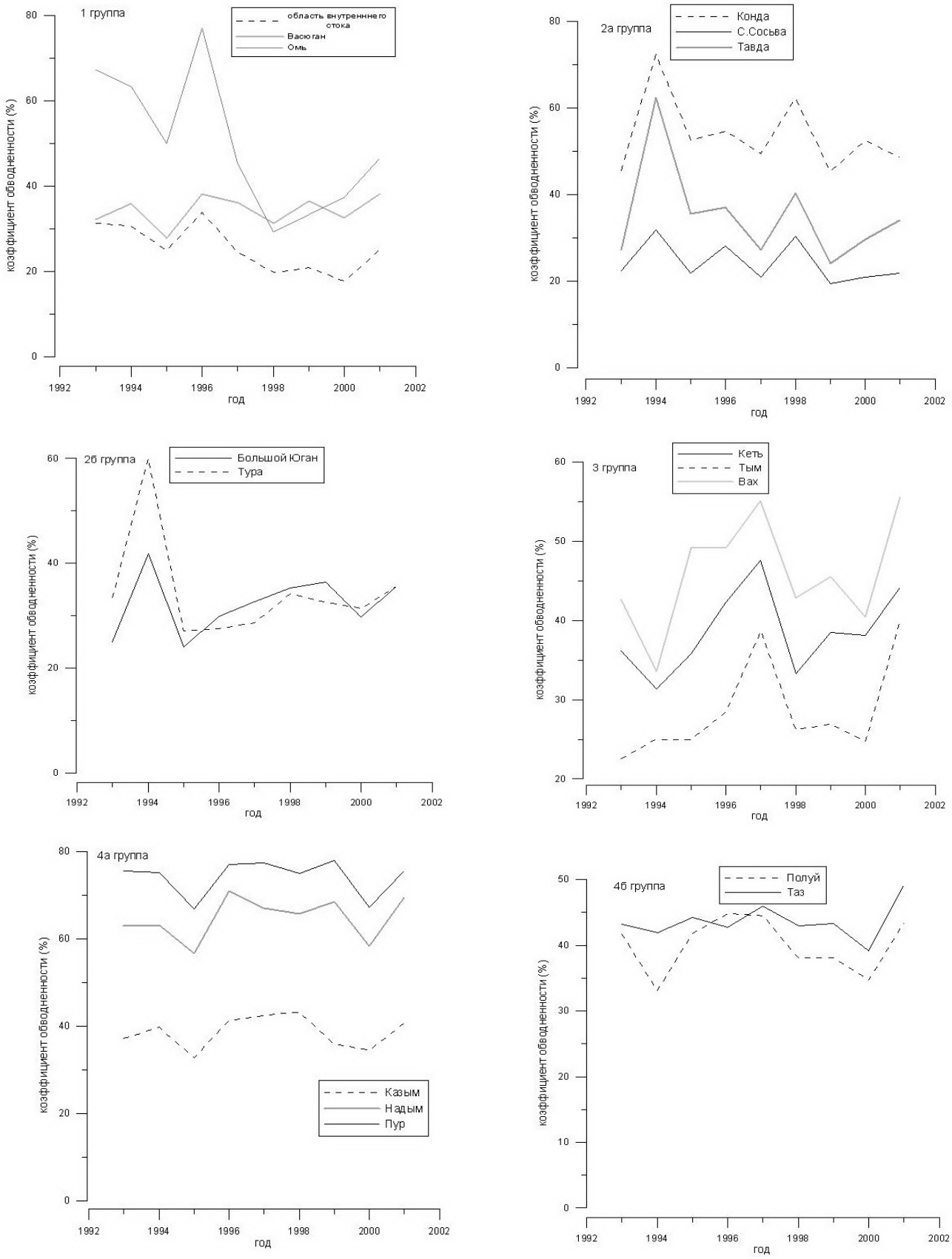
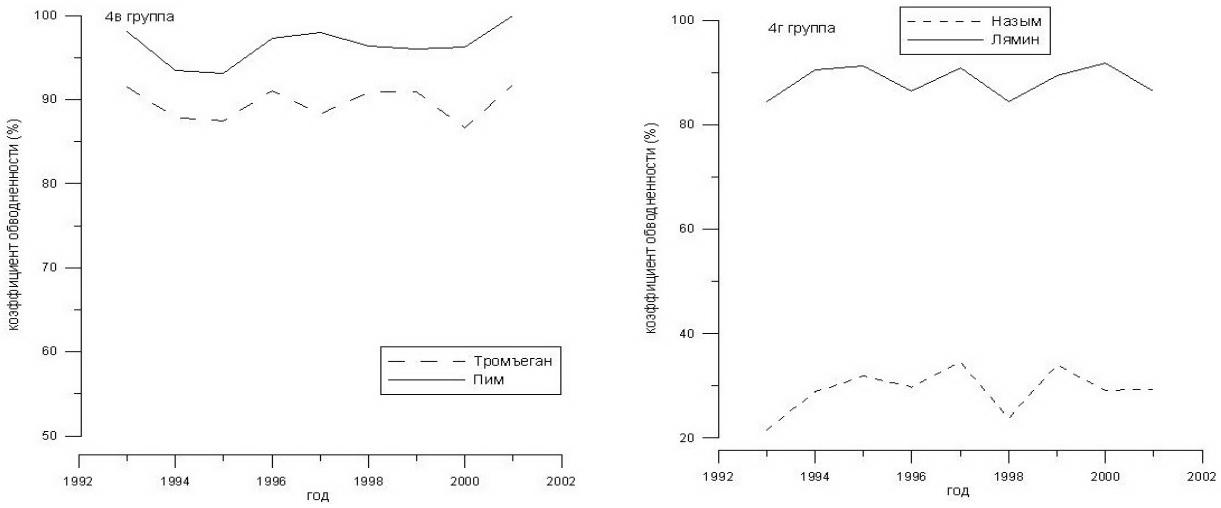


Рисунок 24 – Группы водосборов по межгодовому ходу минимального за лето коэффициента обводненности по спутнику TOPEX/Poseidon

Продолжение рисунка 24



В диссертационной работе рассматривается также изменчивость атмосферных осадков по данным модельного реанализа ERA-40 и их согласованность с данными альтиметра TOPEX/Poseidon. При рассмотрении сумм осадков за холодный (декабрь-февраль) период было выявлено их значимое уменьшение на водосборе реки Таз и увеличение на водосборе реки Тура. Значимый положительный тренд осадков теплого (июнь-сентябрь) периода наблюдался только на водосборе реки Вах.

Выявлены группы водосборов, для которых межгодовая изменчивость минимальной обводненности за лето хорошо согласуется с суммой летних атмосферных осадков (рис. 1. прил. 3). В каждой группе водосборов можно отметить маловодные и многоводные группы лет. Например, в первой группе максимум значений наблюдался в 1996 году для всех водосборов, а в третьей группе – в 2001 г. с минимумом в 1994 г. на водосборе реки Вах. В четвертой группе было отмечено 3 водосбора рек: Полуй с максимумом в 1996 г. и минимумом в 1994 г., Лямин с максимумом в 2000 г. и Тромъеган с максимумом в 2001 г. Несмотря на большую межгодовую изменчивость коэффициента обводненности и короткий период наблюдений (8 лет) удалось установить, что со временем наблюдается значимое уменьшение обводненности в области внутреннего стока Обь-Иртышского междуречья и на водосборе реки Омь. Однако значимого уменьшения осадков на данных водосборах нами не было установлено.

Для выявления статистической зависимости между минимальной обводненностью внутри летнего периода и суммой осадков летнего периода вычислены коэффициенты парной линейной корреляции и их стандартные погрешности на всех исследуемых водосборах. Было выявлено несколько водосборов со значимыми коэффициентами корреляции при заданном уровне значимости $\alpha = 0,05$: Сев. Сосьва ($r_{xy} = 0,79$) Тым ($r_{xy} = 0,90$), Омь ($r_{xy} = 0,93$), Васюган ($r_{xy} = 0,73$), Полуй ($r_{xy} = 0,77$). Таким образом, можно

предположить, что обводненность территории в существенной мере зависит от суммы осадков летнего периода.

Выявленная связь между обводненностью и осадками теплого периода для ряда водосборов свидетельствует ***о репрезентативности данных альтиметрии*** для оценки обводненности и ее межгодовой изменчивости. Данные спутникового альтиметра TOPEX/Poseidon за 8-летний период наблюдений не позволили выявить значимые тренды вследствие малой длины ряда. Исключение составляют водосбор реки Омь и область внутреннего стока Обь-Иртышского междуречья. Однако в работе О.С. Литвиновой (2011) на территории Обь-Иртышского междуречья не было выявлено значимого тренда в колебаниях годовой суммы осадков за последние 70 лет. Вероятно, это связано с длиной временного ряда, а также с разным подходом в измерении режима увлажнения территории. Но можно предположить, что и в дальнейшем будет происходить многолетнее изменение обводненности территорий.

В следующем разделе диссертации будут представлены материалы по обводненности территории с использованием данных спутника ENVISAT.

3.3.2. Классификация водосборов по характеру межгодового хода коэффициента обводненности по данным спутника ENVISAT

Авторы Zakharova et al. (2009) в своей работе, в которой автор диссертации принимала непосредственное участие, оценили величину и изменчивость площади затопляемых и переувлажненных территорий в бассейнах рек Полуй, Надым, Пур и Таз (ПНПТ) (рис. 25). В данной работе было использовано неизменное пороговое значение КОР, равное 20 дБ.

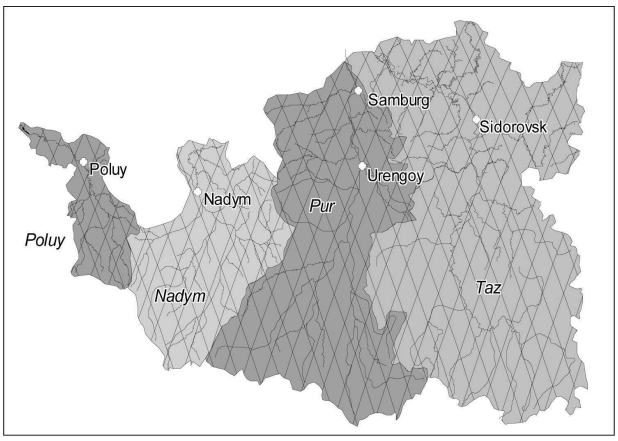


Рисунок 25 – Спутниковое покрытие трассами ENVISAT водосборов ПНПТ (Zhakharova et al., 2009)

Полученные результаты представлены графически на рисунке 26, отражающем временную изменчивость обводненности водосборов ПНПТ по сезонам, которая ежегодно характеризуется двумя максимумами: весенним и осенним, с минимумом между ними. Зимой территория покрыта снежным покровом, и коэффициент равен нулю. Первый максимум связан с весенним половодьем, которое наступает обычно в июне, со значением коэффициента обводненности до 85% для всех рек, кроме Таза (до 66%). Более низкий процент обводненности, вероятно, объясняется более расчлененным рельефом в пределах Тазовской возвышенности, где условия дренирования более благоприятны.

Второй максимум приурочен к осенним паводкам, наблюдаемым в сентябре, также с высокими значениями коэффициента обводненности – до 81% для Надыма, 79% для Пура, 56% для Полуя и 52% для Таза. Следует отметить, что весенний и летне-осенний периоды характеризуются почти одинаково высокими значениями коэффициента обводненности, хотя водность рек существенно ниже в период летне-осенних паводков по сравнению с половодьем. Это связано с тем, что даже незначительное повышение разности осадков и испарения на водосборной площади ведет к существенному обводнению поверхности и увеличению влажности почвы.

Летний минимум для всех рек наблюдается в августе со значениями коэффициента обводненности 35% для Полуя, 68% для Надыма, 70% для Пура и 42% для Таза. Таким образом, спутниковая альтиметрия дала возможность оценить величину и изменчивость площади затопляемых и переувлажненных территорий на водосборах ПНПТ. Сезонная изменчивость обводненности варьирует в пределах 20% для Пура, Надыма, Таза и 40% для Полуя. Часть воды расходуется в виде поверхностного и подземного стока, а часть испаряется. Потепление климата может усилить интенсивность этих процессов.

Далее нами выполнена классификация 21 водосбора на основе сезонного (внутри года) хода коэффициента обводненности по пороговому значению 20 дБ (Zakharova et al., 2009). В результате анализа выделено 3 группы водосборов по межгодовой и сезонной изменчивости. Первая группа представлена водосборами северной и центральной части Обь-Иртышского междуречья и ее бессточной областью, а также реками Зауралья. Вторая группа включает в себя реки Сургутского Полесья и водосбор реки Щучья. В третью группу вошли часть рек Сугрутского Полесья и реки северной части Западно-Сибирской равнины (табл. 11). Графически классификация водосборов рек представлена на рисунке 1 приложения 4.

Таблица 11 – Группы водосборов по сезонной изменчивости по данным спутника ENVISAT (Zakharova et al., 2009)

Группы и характеристика водосборов по сезонной изменчивости
I. Низкое продолжительное половодье с 1 пиком и хорошо выраженным летним минимумом: область внутреннего стока Обь-Иртышского междуречья, Омь, Тавда, Северная Сосьва, Тура, Васюган. Ia. Низкое продолжительное половодье с 2-мя пиками и хорошо выраженным летним минимумом: Кеть, Тым, Большой Юган и Конда.
II. Высокое продолжительное половодье с незначительным летним минимумом: Тромъеган, Пим, Лямин, Назым, Щучья
III. Среднее продолжительное половодье с 2-мя пиками и хорошо выраженным летним минимумом:, Вах, Казым, Таз, Полуй, Пур, Надым

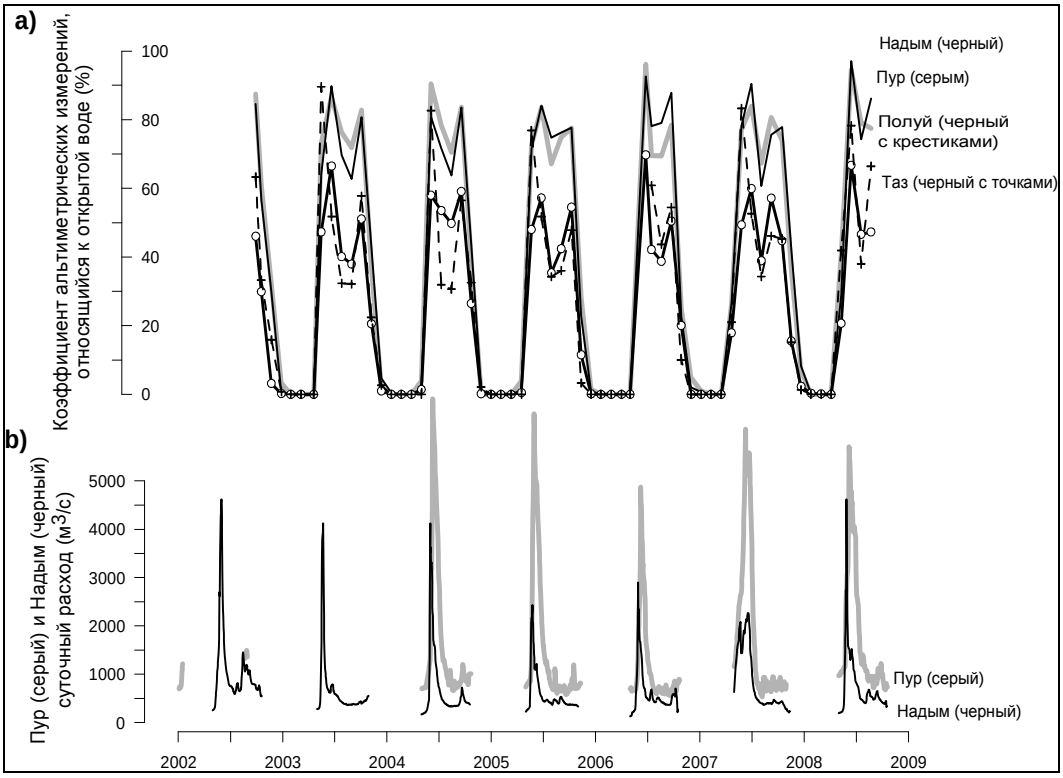


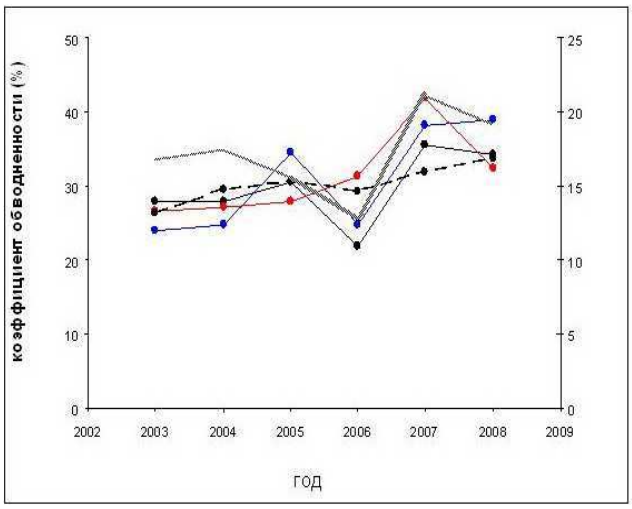
Рисунок 26 – Временная изменчивость (а) коэффициента обводненности (количество измерений альтиметрического спутника ENVISAT, классифицированных как вода, в % от общего количества измерений в бассейне) (б) гидрографы стока рек Пур в Самбурге и Надым в Надыме ($м^3/с$) (Zhakharova et al., 2009)

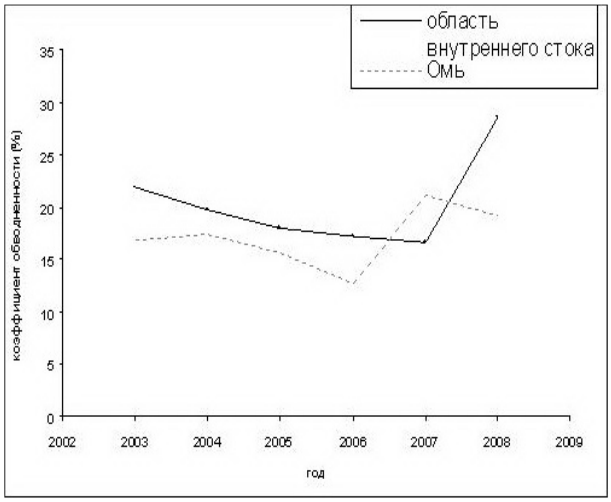
Пороговое значение КОР зависит от типа ландшафта и, как отмечено выше, для каждого водосбора по данным спутника ENVISAT мы выбирали индивидуальное значение этого критерия. Полученные результаты классификации водосборов графически представлены на рисунке 27. В результате проведенного нами анализа было также выделено четыре географических района, которые в целом совпадают с районами, выделенные по данным спутника TOPEX/Poseidon. Первый из них включает центральную часть Обь-

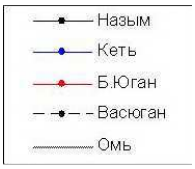
Иртышского междуречья (бассейны рек Омь, Васюган, Большой Юган) и его бессточную область, бассейн реки Кеть и Назым. В данной группе выделяются 2 подгруппы рек: а) Назым, Большой Юган, Васюган, Омь и Кеть; б) область внутреннего стока Обь-Иртышского междуречья и бассейн реки Омь. Второй район объединяет реки Зауралья (бассейны рек Северная Сосьва, Конда, Тавда, Тура). В этой группе рек выделяются также 2 подгруппы: а) Северная Сосьва, Конда; б) Тура и Тавда. В третьем районе оказались реки Обь–Енисейского междуречья (бассейны рек Вах и Тым). Четвертый район объединяет реки Сургутского Полесья, а также реки текущие к северу от Сибирских Увалов (бассейны рек Назым, Лямин, Пим, Тромъеган, Казым, Таз, Пур, Надым, Полуй). В данной группе выделяется 3 подгруппы водосборов рек: а) Надым, Казым, Полуй; б) Таз, Пур, Тромъеган, Пим, Лямин; г) Таз и Щучья.

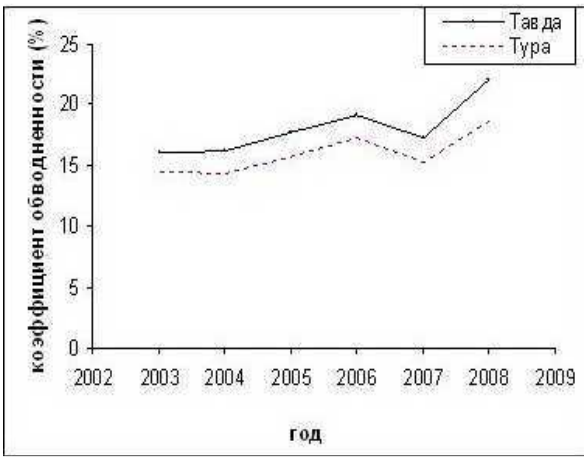
Далее нами был проведен анализ межгодовой изменчивости площадей затопляемых и переувлажненных территорий по межгодовым (по минимальным за лето) значениям степени обводненности за период с 2003 по 2008 гг. (рис. 28). В каждой группе водосборов можно отметить маловодные и многоводные группы лет. В первой группе максимум значений наблюдался в 2007 году на водосборах рек Назым, Омь, Большой Юган, в 2008 году на водосборах рек Кеть, Васюган и области внутреннего стока Обь-Иртышского междуречья. Минимум значений в данной группе можно отметить для водосборов рек Назым, Кеть, Большой Юган, Васюган в 2003 году и в 2006 году на водосборе реки Омь и области внутреннего стока Обь-Иртышского междуречья. Во второй группе максимум значений наблюдался в 2006 г. на водосборах рек Северная Сосьва, Конда и в 2008 г. на водосборах рек Тавда, Тура и минимумом в 2004 году на всех водосборах данной группы рек. Третья группа рек Тым и Вах характеризовались максимумом в 2008 году и минимумом в 2003 году. В четвертой группе рек максимум значений в 2006 году был отмечен для рек Надым, Казым, Полуй и Щучья и в 2008 году для рек Пим, Лямин, Тромъеган, Пур и Таз. Минимум значений в 2003 году отмечался для рек Надым, Казым, Тромъеган и Щучья, в 2004 году для рек Пим, Лямин, в 2005 году для рек Пур и Таз и в 2006 году только для реки Полуй.

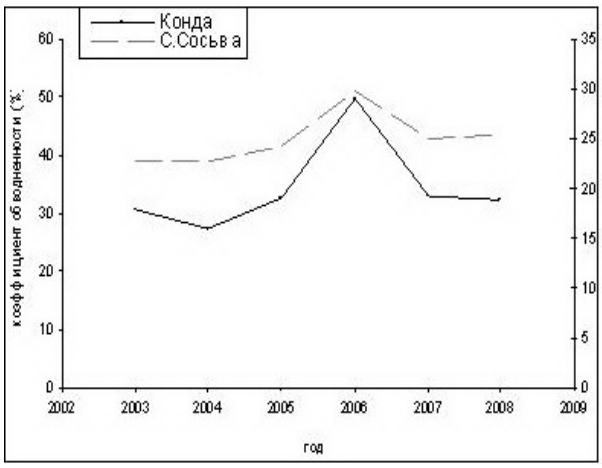
Несмотря на большую межгодовую изменчивость коэффициента обводненности (минимального летнего) и короткий период наблюдений (5 лет) удалось установить, что со временем наблюдается увеличение обводненности в каждом географическом районе: 1) на водосборах рек Васюган и Кеть, 2) Тура и Тавда, 3) Тым, 4) Пим и Лямин (рис. 28).

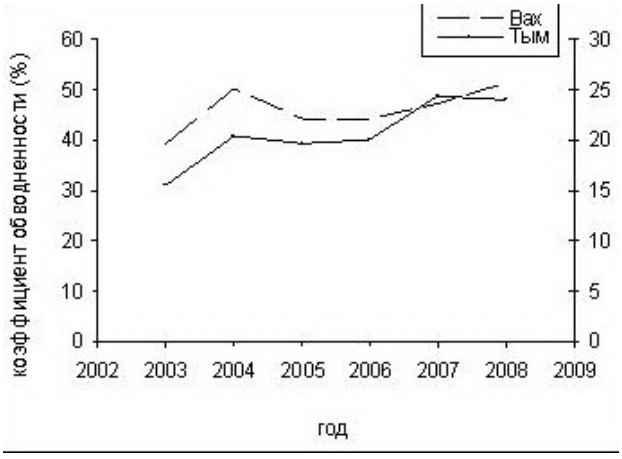












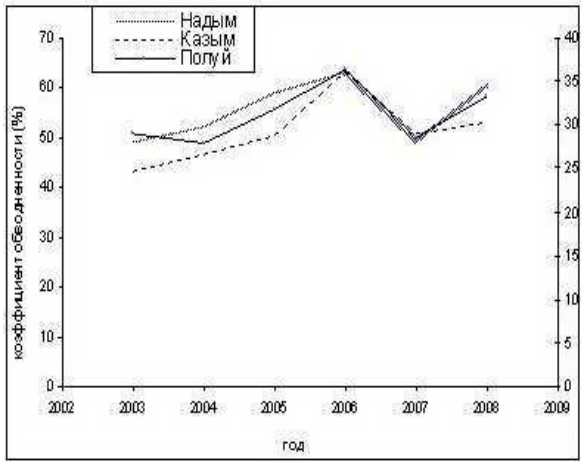
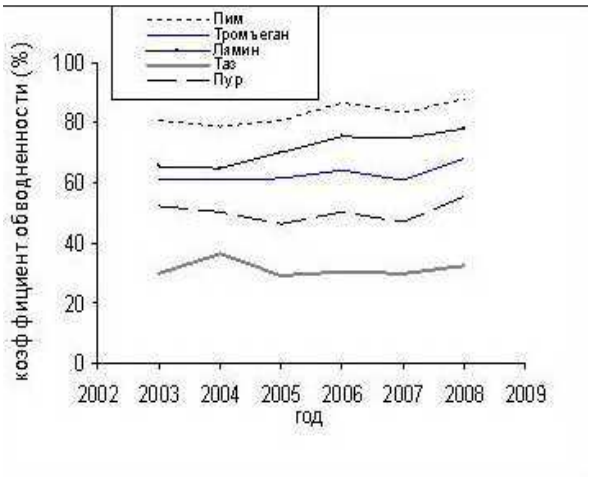
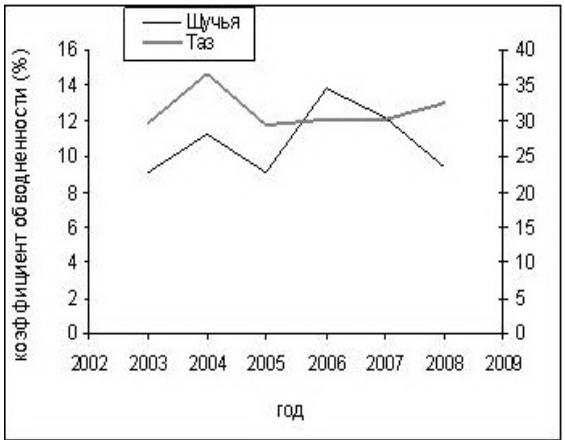


Рисунок 27 – Группы водосборов по межгодовому ходу коэффициента обводненности (минимального за лето) по данным спутника ENVISAT

Продолжение рисунка 27





Данные рисунка 28 представляют значения коэффициентов линейного тренда и обводненности с наибольшими значениями в бассейнах рек Лямин, Васюган и Тым. Бассейны рек Лямин и Пим располагаются в зоне развития термокарстовых процессов только на торфяниках (зона 4) (см. рис. 5, гл. 1). В работе Grippa et al. (2007) была выявлена взаимосвязь между стоком и осадками и процентным содержанием открытой воды (Fraction Water Surface) по данным радиометра SSM/I на разных тестовых участках: район островной многолетней мерзлоты (Сургутское Полесье), остаточной многолетней мерзлоты (Сибирские Увалы) и район свободный от многолетней мерзлоты (район Ханты-Мансийска) (1988-2002 гг.). Анализ данных по процентному содержанию открытой воды в районе Сургутского Полесья не выявил значимого увеличения обводненности. Однако значимый тренд был обнаружен в районе Ханты-Мансийска.

При сравнении спутниковых данных с гидрографическими нами было установлено, что разница по обводненности в процентах в среднем варьирует в пределах 1-28% для спутников TOPEX/Poseidon и 1-9% для ENVISAT (исключением являются только водосборы рек Омь и Тавда) (см. табл. 10). Самая большая разница в обводненности между TOPEX/Poseidon и гидрографическими данными выявлена в основном на водосборах рек Сургутского Полесья и рек, текущих к северу от Сибирских Увалов. В работе Papa et. al (2006) отмечалось, что высокая степень обводненности северных водосборов по спутнику TOPEX/Poseidon может быть вызвана особенностями рабочих характеристик спутника. Авторы данной работы исследовали обводненность водно-болотных угодий на междуречье Оби и Пура по спутнику TOPEX/Poseidon. Было выявлено, что степень обводненности на данной территории на каждый пиксел, размер которого составляет 773 км^2, близка к 100%. Другой причиной высокой степени обводненности, фиксируемой данным спутником, может быть использование океанского ретрэккера (ocean), который, вероятно, завышает значения сигнала.

В отличие от спутника TOPEX/Poseidon, в программе ENVISAT используется другой ретрэккер (Ice-2), алгоритм, которого основан на получении формы волны для континентальных типов поверхности, что позволяет получать более достоверную информацию о ландшафтах, например, о степени обводненности территорий.

Несмотря на короткую длину ряда по данным обоих спутников (5 и 8 лет), удалось установить, что происходит уменьшение обводненности по данным спутника TOPEX/Poseidon на водосборах реки Омь и в области внутреннего стока Обь-Иртышского междуречья. Увеличение же обводненности за период с 2003 по 2008 гг. происходит на водосборах рек Лямин, Пим, Васюган, Кеть, Тым, Тура и Тавда. Принимая во внимание цикличность гидрометеорологических процессов, далее можно ожидать столь же кратковременное понижение обводненности. При этом можно предположить, что будет происходить и долговременное направленное изменение обводненности территорий. Будущие исследования данной проблемы могут быть продолжены с использованием новых программ спутниковой альтиметрии.

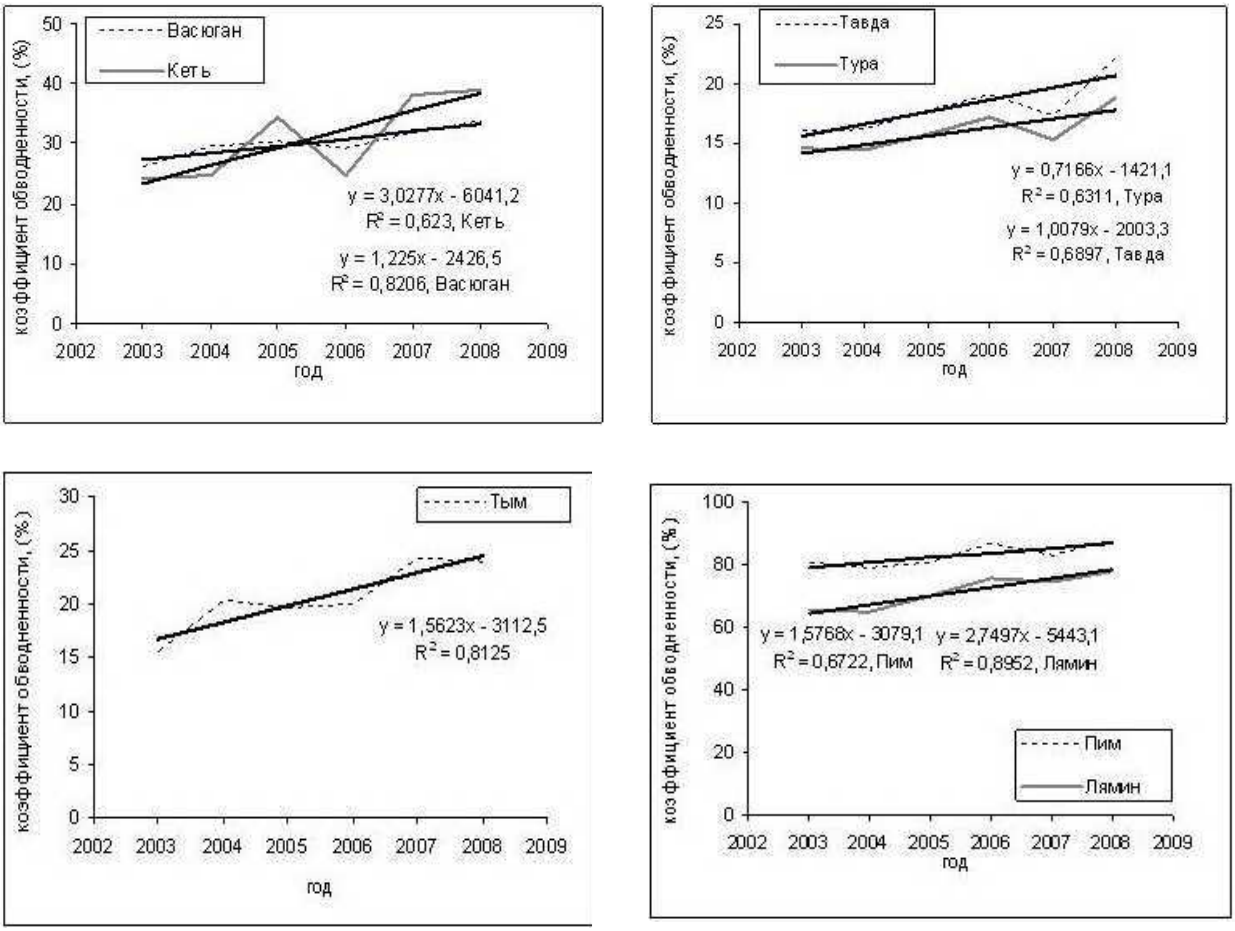


Рисунок 28 – Межгодовая изменчивость обводненности бассейнов рек Васюган, Кеть, Тавда, Тура, Тым, Пим, Лямин (показаны только те водосборы рек, на которых наблюдается видимое увеличение обводненности)

Заключение

Основные выводы и результаты работы следующие:

1. По данным метеостанций и реанализа исследована динамика изменений температуры воздуха и сумм атмосферных осадков в бассейнах рек, протекающих в разных гидролого-климатических и болотных зонах. Анализ данных по годовой температуре воздуха (1958-2001 гг.) показал, что наиболее сильное потепление наблюдается в северной части равнины на водосборах рек Надым и Таз ($0{,}37^0$C/10 лет), а значимое увеличение сумм атмосферных осадков наблюдается в Зауралье и на водосборах рек Пур, Таз, Назым и Вах. Тенденция к увеличению сумм атмосферных осадков наблюдается по всей территории равнины, кроме водосборов рек Васюган и Омь, которые характеризуются отрицательными знаками трендов.
2. Анализ сезонных изменений температуры воздуха и атмосферных осадков выявил следующее:
    - значимое увеличение температур воздуха наблюдается в весной с наиболее сильным потеплением на севере равнины, а также на станции Барабинск ($0{,}40–0{,}84^0$C/10 лет);
    - значимое увеличение сумм атмосферных осадков наблюдается в зимний, весенний и летний сезоны. Однако в весенний сезон значимое увеличение осадков наблюдается на большинстве водосборов рек равнины, расположенных в каждой гидролого-климатической и болотной зоне.
3. Изменения температуры воздуха и атмосферных осадков приводят к изменению в режиме обводненности территории, которое было оценено с помощью метода спутниковой альтиметрии. Этот метод позволил оценить величину и межгодовую и сезонную изменчивость обводненности водосборов рек Обского бассейна.
4. Для оценки многолетних изменений коэффициента обводненности исследуемых водосборов в летний сезон и ее изменения по сезонам внутри года определено пороговое значение КОР для каждого водосбора по спутникам TOPEX/Poseidon и ENVISAT.
5. По данным спутника TOPEX/Poseidon предложена классификация речных бассейнов по характеру межгодового хода минимального летнего коэффициента обводненности, а также выделено четыре географических района. Данная классификация хорошо согласуется с классификацией по сходству динамики колебаний стока рек.
6. Выявлены водосборы, для которых межгодовая изменчивость обводненности по данным спутника TOPEX/Poseidon хорошо согласуется с суммой летних атмосферных осадков по реанализу за 1993-2001 гг.

7. Установлено, что за 8-летний период наблюдается значимое уменьшение обводненности (TOPEX/Poseidon) в области внутреннего стока Обь-Иртышского междуречья и на водосборе реки Омь.
8. С использованием данных спутника ENVISAT была проведена классификация водосборов по характеру межгодового и внутригодового хода коэффициента обводненности. Выделены также 4 района, которые в целом совпали с районами, определенными по данным спутника TOPEX/Poseidon. Увеличение обводненности было обнаружено на водосборах рек Зауралья, Сургутского Полесья, Обь-Енисейского междуречья, а также на водосборе реки Васюган.

В целом проведенные исследования показали репрезентативность данных спутниковой альтиметрии в отношении оценки степени обводненности речных водосборов и ее пространственно-временной изменчивости.

Перспективы дальнейших исследований. Дальнейшие исследования будут направлены на уточнение пороговых значений КОР для разделения ландшафтов, отличающихся разной степенью обводненности и подтопления, и исследования динамики их обводненности по сезонам и за многолетний период.

Литература

1. Анисимов О.А., Нельсон Ф.Е. Влияние изменения климата на вечную мерзлоту в Северном полушарии // Метеорология и гидрология. – 1997. – № 5. – С. 71-80.
2. Анохин Ю.А., Величко А.А., Демченко П.Ф. и др. Россия в условиях глобальных изменений окружающей среды и климата. – М.: Институт системного анализа РАН, 1993. – 49 с.
3. Архив Всероссийского Научно-исследовательского института гидрометеорологической информации – Мирового центра данных (ВНИИИГМИ-МЦД) [Электронный ресурс]. – URL: http: // www.meteo.ru.
4. Афанасьев В.Н., Юзбашев М.М. Анализ временных рядов и прогнозирование / В.Н. Афанасьев, М.М. Юзбашев. – 2-е изд., перераб. и доп. – М.: Финансы и статистика, 2010. – 319 с.
5. Бавина Л.Г., Цветанова Т.А. Анализ влияния заболоченности водосбора на максимальный сток весеннего половодья для территории центральной и южной частей Западно-Сибирской равнины // Труды Государственного гидрологического института. – Гидрометеоиздат. – 1983. – Вып. 303. – С. 63-75.
6. Берг Л.С. Географические зоны Советского Союза. – М.: Географгиз., 1947. – 397 с.
7. Блютген И. География климатов: в 2 т. / И. Блютген. – М.: Прогресс, 1972. – Т. 1. – 864 с.
8. Богдановская-Гиенэф И.Д. Типы внутризалежной воды // Труды Государственного гидрологического института. – Гидрометеоиздат. – 1953. – Вып. 39 (93). – С. 80-95.
9. Болота Западной Сибири, их строение и гидрологический режим / под ред. К.Е. Иванова, С.М. Новикова. – Л: Гидрометеоиздат, 1976. – 448 с.
10. Болота Западной Сибири: их роль в биосфере / под ред. А.А.Земцова. – Томск: Томск. госуд. ун-т, Сибирский научно-исследовательский институт торфа, 2000. – 72 с.
11. Боч М.С., Мазинг В.В. Экосистемы болот СССР. – Л.: Наука, 1979. – 188 с.
12. Будыко М. И. Изменения климата. – Л.: Гидрометеоиздат, 1974. – 280 с.
13. Будыко М. И., Винников К. Я. Глобальное потепление // Метеорология и гидрология. – 1976. – № 7. – С. 16-26.
14. Булатов В.И. Антропогенная трансформация ландшафтов и решение проблем рационального природопользования (на примере юга Западной Сибири): дис. на соиск. уч. ст. д-ра геогр. наук в форме научного доклада / В.И. Булатов. – Иркутск, 1996. – 63 с.
15. Булыгина О.Н., Коршунова Н.Н., Разуваев В.Н. Изменения характеристик снежного покрова на территории России в последние десятилетия // Труды Государственного

учреждения Всероссийского Научно-исследовательского института гидрометеорологической информации – Мирового центра данных. – 2007. – Вып. 173. – С. 54-62.

16. Бураков Д.А. Гидрологический анализ весеннего половодья в лесной зоне Западно–Сибирской равнины // Вопросы географии Сибири. – 1978 а. – Вып. 10. – С. 69-89.
17. Васильев А.А., Дроздов Д.С., Москаленко Н.Г. Динамика температуры многолетнемерзлых пород Западной Сибири в связи с изменениями климата // Криосфера Земли. – 2008. – Т. XII, № 2. – С. 10-18.
18. Волкова И.И., Волков И.В., Косых Н.П., Миронычева-Токарева Н.П., Кирпотина Л.В., Земцов В.А., Колмакова М.В., Кураев А.В., Захарова Е.А., Кирпотин С.Н. Горная озерно-болотная система урочища Ештыкёль (Горный Алтай) // Вестник Томск. госуд. ун-т. – 2010. – Вып. 9, № 1. – С. 119-137.
19. Галкина Е.А., Гилев С.Г., Иванов К.Е., Романова Е.А. Применение материалов аэрофотосъемки для гидрографического изучения болот // Труды Государственного гидрологического института. – Гидрометеоиздат. – 1949. – Вып. 13. – С. 5-25.
20. Гандин Л.С., Каган Р.Л. Статистические методы интерпретации метеорологических данных. – Л.: Гидрометеоиздат, 1976. – С. 63-76.
21. Гвоздецкий Н.А., Михайлов Н.И. Физическая география СССР. (Азиатская часть). – 3-е изд., испр. и доп. – М.: Мысль, 1978. – 512 с.
22. Геокриологические условия Западно-Сибирской низменности / Баулин [и др.]. – М.: Наука, 1967. – 214 с.
23. Гидрография Западной Сибири / под ред. Я.И. Марусенко. – Томск: Томск. госуд. ун-т, 1961. – 169 с.
24. Гидрология заболоченных территорий зоны многолетней мерзлоты Западной Сибири / под ред. С.М. Новиков СПб.: ВВМ, 2009. – 536 с.
25. Голованов А.И. Ландшафтоведение: учебник для студентов вузов / А.И. Голованов, Е.С. Кожанов, Ю.И. Сухарев. – М.: КолосС, 2005. – 216 с.
26. Гольберт А.В., Маркова Л.Г. и др. Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене. – М.: Наука, 1968. – 150 с.
27. Гогоненков Г.Н., Гончаров М.А., Короновский Н.В., Тимурзиев А.И., Фролова Н.С. Механизм формирования структурного парагенеза в чехле Западно-Сибирской геосинеклизы, обусловленный сдвигами в фундаменте // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности. – 2008. – С. 58-60.
28. Гордов Е.П., Окладников И.Г., Титов А.Г. Разработка элементов информационно-вычислительной системы на основе веб-технологий для исследования региональных

природно-климатических процессов // Вычислительные технологии. – 2007. – Т. 12. Спец. вып. 3. – С. 20-29.

29. Груза Г.В., Клещенко Л.К., Ранькова Э.Я. Об изменениях температуры воздуха и осадков на территории СССР за период инструментальных наблюдений // Метеорология и гидрология. – 1977. – № 1. – С. 13-25.
30. Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Структура и изменчивость наблюдаемого климата. Температура воздуха Северного полушария. – Л.: Гидрометеоиздат, 1980. – 72 с.
31. Григорьев А.А. Связь балансов тепла и влаги с интенсивностью географических процессов / под ред. А.А. Григорьев, М.И. Будыко // Докл. АН СССР, 1965. – Т. 162, № 1. – С. 151-154.
32. Груза Г.В. [Электронный ресурс]: Бюллетень изменения климата. Обзор состояния и тенденций изменения климата России 2000 г. URL: http://climatechange.igce.ru.
33. Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Обнаружение изменений климата: состояния, изменчивости и экстремальности климата // Всемирная конференция по изменению климата, Москва, 29 сентября – 3 октября 2003 г. // Труды. – М.: Паблик-Принт. – 2004. – С. 101-110.
34. Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды [Электронный ресурс]. – URL:http://www.ecmwf.int.
35. Евсеева Н.С. Влияние неотектонических движений на рельефообразование (на примере болотообразования и торфонакопления) // Вестник Томск. госуд. ун-та. – 2011. – № 3. – С. 199-206.
36. Ершова С.Б. Анализ новейших движений при инженерно-геологическом районировании (на примере Западно-Сибирской плиты). – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976. – 121 с.
37. Ершов Э.Д. Деградация мерзлоты при возможном глобальном потеплении климата // Соросовский образовательный журнал. – 1997. – № 2. – С. 70-74.
38. Жаков С.И. Общие закономерности режима тепла и увлажнения на территории СССР. Л: Гидрометеоиздат, 1982. – 227 с.
39. Западная Сибирь /под ред. Герасимова И.П., Преображенского В.С. – М.: Изд-во академии наук СССР, 1963. – 486 с.
40. Земцов А.А. Геоморфология Западно-Сибирской равнины (Западная и центральная части). – Томск: Изд-во Томск. госуд. ун-та, 1976. – 344 с.
41. Земцов В.А., Паромов В.В., Савичев О.Г. Изменения водного стока крупных рек юга Западной Сибири в XX столетии // Фундаментальные проблемы воды и водных ресурсов на рубеже третьего тысячелетия. Мат. Междунар. науч. конф. – Томск, 2000. – С. 321-324.

42. Земцов А.А. Проблемы Сибирских Увалов // Вопросы географии Сибири. – 2001. – Вып. 24. – С. 7-17.
43. Земцов В.А. О многолетней изменчивости речного стока в Западной Сибири // Вестник Томск. госуд. ун-та. – 2003. – Вып. 4. – № 3. – С. 137-139.
44. Иванов К.Е. Гидрология болот. – Л.: Гидрометеоиздат, 1953. – 299 с.
45. Иванов К.Е. Основы гидрологии болот лесной зоны. Л., Гидрометеоиздат, 1957. – 500 с.
46. Изменение климата. Обобщенный доклад. Вклад рабочих групп I, II и III в подготовку третьего доклада об оценке Межправительственной группы экспертов по изменению климата // под ред. Р.Т.Уотсона. – Всемирная метеорологическая организация, ЮНЕП, 2001. – 215 с.
47. Инженерная геология СССР / под. ред. Е.М. Сергеева. – Изд-во Москов. ун-та, 1976. – Т.2. – 495 с.
48. Ипполитов И.И., Кабанов М.В., Комаров А.И., Кусков А.И. Современные природно-климатические изменения в Сибири: ход среднегодовых приземных температур и давления // География и природные ресурсы. – 2004. – № 3. – С. 90-96.
49. Исаев А.А. Атмосферные осадки. Часть 1. Изменчивость характеристик осадков на территории России и сопредельных стран. – М.: Изд-во Москов. ун-та, 2002. – 192 с.
50. Израэль Ю.А., Павлов А.В., Анохин Ю.А. Эволюция криолитозоны при современных изменениях глобального климата // Метеорология и гидрология. – 2002. – № 1. – С. 22-32.
51. Ипполитов И.И., Кабанов М.В., Логинов С.В., Харюткина Е.В. Структура и динамика метеорологических полей на азиатской территории России в период интенсивного глобального потепления // Журнал Сиб. федерального ун-та. – Биология, 2008. – Т. 1. – № 4. – С. 323-344.
52. Исаченко А.Г. Ландшафтовение и физико-географическое районирование. – М.: Высшая школа, 1991. – 365 с.
53. Кабанов М.В. Некоторые закономерности климатических и экосистемных изменений в Сибири // Журнал Сиб. федерального ун-та. – Биология. – 2008. – Т. 1. – № 4. – С. 312-322.
54. Кац Н.Я. Типы болот СССР и Западной Европы и их географическое распространение. – М.: Географгиз, 1948. – 320 с.
55. Кирпотин С.Н., Воробьев С.Н., Хмыз В.Ф. и др. Строение и динамика растительного покрова плоскобугристых болот Надым-Пурского междуречья Западно-Сибирской равнины // Бот. Журн. – Изд-во СПб Наука. – 1995. – Т. 80. – №8. – С. 29-39.

56. Кирпотин С.Н., Бляхарчук Т.А., Воробьев С.Н. Динамика субарктических плоскобугристых болот Западно-Сибирской равнины как индикатор глобальных климатических изменений // Вестник Томск. госуд. ун-та. –2003. – № 7. – С. 122-134.
57. Кирпотин С.Н., Лапшина Е.Д., Миронычева-Токарева Н.П., Блейтен В. «Обвальный» термокарст в Западно-Сибирской субарктике и тенденции глобальных климатических изменений // Экологические, гуманитарные и спортивные аспекты подводной деятельности (Материалы III Международной научно-практической конференции (21-23 октября 2004 г.). – Томск: Томск. госуд. ун-т, 2004. – С. 163-169.
58. Кислов А.В., Евстигнеев В.М., Малхазова С.М., Соколихина Н.Н., Суркова Г.В., Торопов П.А., Чернышев А.В., Чумаченко А.Н. Прогноз климатической ресурсообеспеченности Восточно-европейской равнины в условиях потепления 21 века: – М.: МАКС Пресс, 2008. – 292 с.
59. Копанев И.Д. Снежный покров на территории СССР. – Л.: Гидрометеоиздат, 1978. – 180 с.
60. Кравцова В.И., Быстрова А.Г. Изменения размеров термокарстовых озер в различных районах России за последние 30 лет // Криосфера Земли. –2009. – Т. 13. – № 2. – С. 16-26.
61. Кобышева Н.В., Наровлянский Г.Я. Климатологическая обработка метеорологической информации. – Л.: Гидрометеоиздат, 1978. – 296 с.
62. Кронберг П. Дистанционное изучение Земли: Основы и методы дистанционных исследований в геологии. – М.: Мир, 1988. – 343 с.
63. Кузин П.С., Бабкин В.И. Географические закономерности гидрологического режима рек. – Л.: Гидрометеоиздат, 1979. – 200 с.
64. Лебедев С.А., Костяной А.Г. Спутниковая альтиметрия Каспийского моря. – М: Изд-во Море, 2005. – 366 с.
65. Мезенцев В.С., Карнацевич И.В. Увлажненность Западно-Сибирской равнины. – Л.: Гидрометеоиздат, 1969. – 168 с.
66. Минин Н.К., Булатов В.И., Бураков Д.А. Минимальный сток и его зависимость от ландшафтной структуры речных бассейнов // Природа и экономика Александровского нефтеносного района. – 1968. – С. 163-170.
67. Михайлов В.Н., Добровольский А.Д. Общая гидрология: учеб. для геогр. спец. вузов. – М.: Высш. шк., 1991. – 368 с.
68. Мкртчян Ф. А., Шутко А. М. Физические принципы дистанционного мониторинга земной поверхности // Проблемы окружающей среды и природных ресурсов. – 2002. – № 4. – С.17-21.

69. Николаев В.А. Геоморфологическое районирование Западно-Сибирской низменности // Труды Ин-та геологии и геофизики. – 1962-а. – Вып. 27. – С. 4-23.
70. Новиков С.М., Усова Л.И. О природе и классификации бугристых болот // Труды Государственного гидрологического института. – 1979. – Вып. 261. – С. 3-13.
71. Орлов В.И. Ход развития природы лесоболотной зоны Западной Сибири. – Л.: Недра, 1968. – 172 с.
72. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской федерации. Последствия изменений климата. – М: Росгидромет, 2008. – Т 2. – 288 с.
73. Орлова В.В. Западная Сибирь. Климат СССР. – Л.: Гидрометеоиздат, 1962. – 564с.
74. Павлов А.В., Гравис Г.Ф. Вечная мерзлота и современный климат // Природа. – 2000. – № 4. – С. 10-18.
75. Пеллинен Л.П. Высшая геодезия. М.: Недра, 1985. – 128 с.
76. Пьявченко Н.И. Бугристые торфяники. – М.: Изд-во Академии Наук СССР, 1955. – 279 с.
77. Региональный мониторинг атмосферы. Природно-климатические изменения. – Томск: МГП РАСКО, 2000. Ч. 4. – 270 с.
78. Ресурсы поверхностных вод СССР. Алтай и Западная Сибирь. – Вып. 3. Т. 15. Нижний Иртыш и Нижняя Обь. – Л.: Гидрометеоиздат, 1973. – 423с.
79. Рис У.Г. Основы дистанционного зондирования. – М.: Техносфера, 2006. – 336 с.
80. Романова Е. А. Типы болотных массивов и закономерное распределение их на территории Западной Сибири // Типы болот СССР и принципы их классификации. – 1974. – С. 167-173.
81. Рубинштейн Е. С., Полозова Л. Г. Современное изменение климата. – Л: Гидрометеоиздат, 1966. – 268 с.
82. Савкин В.М. Ресурсы поверхностных вод Западной Сибири и их качество // Обской вестник, 1996. – № 1. – С. 22-31.
83. Сакс В.Н. Колебания уровня моря в устье Енисея в четвертичный период // Природа. – 1947. – № 5. – 51-54.
84. СканЭкс (Инженерно-технологический центр) [Электронный ресурс]. – URL: http://www.scanex.ru.
85. Солнцев Н.А. Природный ландшафт и некоторые его общие закономерности // Труды II Всесоюзного географического съезда. – 1948. – Т. I. – С. 258-269.
86. Сочава В. Б. Введение в учение о геосистемах. – Изд-во Наука, 1978. – 320 с.
87. Тодосейчук И.В. Типы торфяников и болот левобережья реки Надым – комплексные индикаторы инженерно – геокриологических условий // Труды Всероссийского

научно-исследовательского института гидрогеол. и инженер.геологии. – 1973. – Вып. 62. – С. 108-114.

88. Токарева О.С. Обработка и интерпретация данных дистанционного зондирования Земли: Учебное пособие. – Изд-во Томск. политех. ун-т, 2010. – 148 с.
89. Толчельников Ю.С. Оптические свойства ландшафтов. – Л.: Наука, 1974. – 252с.
90. Усова Л.И. Бугристые болота северной тайги Западно-Сибирской равнины // Труды Государственного гидрологического института. – 1983. – № 303. – С. 3-11.
91. Филандышева Л.Б., Окишева Л.Н. Сезонные ритмы природы Западно-Сибирской равнины. – Томск: Изд-во Пеленг, 2002. – 404 с.
92. Хрусталев Л.Н., Клименко В.В., Емельянова Л.В., Ершов Э.Д., Пармузин С.Ю., Микушина О.В., Терешин А.Г. Динамика температурного поля многолетнемерзлых пород южных районов криолитозоны при различных сценариях климатических изменений // Криосфера Земли. – 2008. – Т. XII. – № 1. – С. 3-11.
93. Черенкова Е.А., Титкова Т.Б. Изменение увлажнения суббореальных равнинных ландшафтов России в условиях глобального потепления. Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. – Спб.: Гидрометеоиздат, 2008. – Т.XXII. – С. 66-80.
94. Шумилова Л.В. Болотные регионы Западной Сибири в пределах Тюменской области // Доклады Ин-та географии Сибири и Дальнего Востока. – 1969. – № 23. – С. 14-21.
95. Шварева Ю.Н. Климат Западно-Сибирской равнины в погодах. М.: Наука, 1976. – 113 с.
96. Швер Ц.А. Степень сезонности осадков // Труды Главной геофизической обсерватории. – 1973. – Вып. 303. – С. 93-103.
97. Швер Ц.А. Атмосферные осадки на территории СССР. – Л.: Гидрометеоиздат, 1976. – 302 с.
98. Швер Ц.А. Степень неравномерности выпадения осадков как показатель ландшафтной зональности // Труды Главной геофизической обсерватории. – 1975. – Вып. 341. – С. 87-97.
99. Шерстюков А.Б. Изменения климата и их последствия в зоне многолетней мерзлоты России. – Обнинск: ГУ ВНИИГМИ-МЦД, 2009. – 127 с.
100. Aber J.D., Melillo J. M. Terrestrial Ecosystems / A Harcourt Academy Press. – 2001. – 556 p.
101. Alsdorf D., Birkett C.M., Dunne T., Melack J., and Hess L. Water level change in large Amazon lake measured with space born radar interferometry and altimetry // Geophysical Research Letters. – 2001. – Vol. 28. – P. 2671-2674.

102. Amlien J. Remote sensing of snow with passive microwave radiometers – A review of current algorithms / Report 1019. – Norsk Regnesentral. – 2008. – 58 p.

103. AVISO/Altimetry. “AVISO User Handbook for Merged TOPEX/Poseidon Products”. – AVI-NT-02-101-CN, Edition 3.0., 1996. – 194 p.

104. AVISO (Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data). – URL: http://www.aviso.oceanobs.com.

105. Barrick D.E., and Lipa B.J. Analysis and interpretation of altimeter sea echo in Satellite Oceanic Remote Sensing // Advances in Geophysics. – 1985. – Vol. 27. – P. 61-100.

106. Bartsch A., Kidd R.A., Pathe C., Scipal K., and Wagner W. Satellite radar imagery for monitoring inland wetlands in boreal and subarctic environments // Aquatic Conserv: Marine and Freshwater Ecosystems. – 2007. – Vol. 17. – P. 305-317.

107. Birkett C.M. The contribution of TOPEX/Poseidon to the global monitoring of climatically sensitive lakes // Journal of Geophysical Research. – 1995. – Vol. 100. – P. 25179-25204.

108. Birkett C. M. Synergetic remote sensing of lake Chad: Variability of basin flooding // Remote Sensing of Environment. – 2000. – Vol. 72(2). – P. 218-236.

109. Brenner A.C., Bindschadler R.A., Thomas R.H., Zwally H.J. Slope-induced errors in radar altimetry over continental ice sheets // Journal of Geophysical Res. – Ocean. Atmos. – 1983. – Vol. 88. – P. 1617-1623.

110. Brohan P., Kennedy J. J., Harris I., Tett S. F. B., and Jones P. D. Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: A new dataset from 1850 // Journal of Geophysical Research. – 2006. – Vol. 111. – P. 21.

111. Bromwich D.H., and Fogt R.L. Strong trends in the skill of the ERA-40 and NCEP/NCAR reanalyses in the high and middle latitudes of the Southern Hemisphere 1958-2001 // Journal of Climate. – 2004. – Vol. 17. – P. 4603-4619.

112. Brown J., Ferrians O.J. Jr., Heginbottom J.A., and Melnikov E.S. Circum-Arctic map of permafrost and ground-ice conditions, 1998. – URL: http://nsidc.org/data/ggd318.html.

113. Cairns J. Jr., McCormick P. V. and Niederlehner B. R. A proposed framework for developing indicators of ecosystem health // Hydrobiologia. – 1993. – Vol. 263(1). – P. 1-44.

114. Callaghan T.V. and Jonasson S. Arctic terrestrial ecosystems and environmental change // Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. – 1995. A 352. – P. 259-276.

115. Cazenave A., Bonnefond P., and Dominh K. Caspian Sea level from TOPEX/Poseidon altimetry: level now falling // Geophysical Research Letters. – 1997. – Vol. 24. – P. 881-884.

116. Chang A.T. C., Foster J.L., and Hall D.K. Nimbus- SMMR derived global snow cover parameters // Annals of Glaciology. – 1987. – Vol. 9. – P. 39-44.

117. Crétaux J.-F., Birkett C. Lake studies from satellite radar altimetry // Internal Geophysics. – 2006. – Vol. 338. – P. 1098-1112.

118. Cullather R. I., Bromwich D. H., and Serreze M. C. The atmospheric hydrologic cycle over the Arctic Basin from reanalyses. Part I: Comparison with observations and previous studies // Journal of Climate. – 2000. – Vol. 13. – P. 923-937.

119. ENVISAT RA-2/MWR Level 2 User Manual. – ESA, 2002. – 150 p.

120. Foster J.L., Chang A.T. C., and Hall D.K. Comparison of snow mass estimates from a prototype passive microwave snow algorithm, a revised algorithm and a snow depth climatology // Remote sensing of environment. – 1997. – Vol. 62. – P. 132-142.

121. Francis C. R., Caporali A., Cavaleri L., Cenci A., Ciotto P., Ciraolo L., Gurtner W., Massmann F. H., Rosso D., Scharroo R., Spalla P., and Vermaat E. The Calibration of the 1 Radar Altimeter – The Venice Calibration Campaign // ESA Report ER-RP-ESA-RA-0257, issue 2.0. ESA/ESTEC, Noordwijk, The Netherlands, 1 March, 1993.

122. Frey K.E. and Smith L.C. Recent temperature and precipitation increases in West Siberia and their association with the Arctic Oscillation // Polar Research. – 2003. – Vol. 22 (2). – P. 287-300.

123. Frison P.L., and Mougin E. Use of ERS-1 wind scatterometer data over land surfaces // I.E.E.E. Transactions of Geoscience and Remote Sensing. – 1996(a). – Vol. 38. – P. 1794-1803.

124. Fu L.L., Pihos G. Determining the response of sea level to atmospheric pressure forcing using TOPEX/Poseidon data // Journal of Geophysical Research. – 1994. – Vol. 99 (12). – P. 24633-24642.

125. Fu L.L., Cazenave A. (2001). Satellite Altimetry and Earth Sciences: A Handbook of Techniques and Applications. – Academic Press. San Diego, California, 2001. – 459 p.

126. Fujii T., Fukuchi T. Laser remote sensing. –Taylor and Francis, 2005. – 912 p.

127. Grippa M., Mognard N. M., Letoan T., and Josberger E.G. Siberia snow depth climatology derived from SSM/I data using a combined dynamic and static algorithm // Remote sensing of environment. – 2004. – Vol. 93. – P. 30-41.

128. Grippa M., Mognard N., Letoan T. Comparison between the interannual variability of snow parameters derived from SSM/I and the Ob river discharge // Remote sensing of environment. – 2005. – Vol. 98. – P. 35-44.

129. Grippa M., Mognard N. M., Letoan T., and Biancamaria S. Observations of changes in surface water over the Western Siberia lowland // Geophysical Research Letters. – 2007. – Vol. 34. – L. 15403.

130. Hansen J., Sato Mki., Ruedy R., Nazarenko L., Lacis A., Schmidt G.A., Russell G., Aleinov I., Bauer M., Bauer S., Bell N., Cairns B., Canuto V., Chandler M., Cheng Y., Genio A., Faluvegi G., Fleming E., Friend A., Hall T., Jackman C., Kelley M., Kiang N.Y., Koch D., Lean J., Lerner J., Lo K., Menon S., Miller R.L., Minnis P., Novakov T., Oinas V., Perlwitz J.P., Perlwitz Ju., Rind D., Romanou A., Shindell D., Stone P., Sun S., Tausnev N., Thresher D., Wielicki B., Wong T., Yao M. and Zhang S. Efficacy of climate forcings // Journal of Geophysical research. – 2005. – Vol. 110. – P. 45.

131. Justice C. O., Townshend J. R. G. and Choudhury B. J. Comparison of AVHRR an SMMR data for monitoring vegetation phenology on a continent scale // International Journal of Remote Sensing. – 1989. – Vol. 10(10). – P. 1607-1632.

132. Johnson J. W., Williams L.A. Jr, Bracalente E.M., Beck F.B., Grantham W.L. Seasat – a scatterometer instrument evaluation // IEEE Oceanic Engineering. – 1980. – Vol. OE-5 (2). – P. 138-144.

133. Kalnay E. 2003. Atmospheric modeling, data assimilation, and predictability. – Cambridge University Press, 2003. – 341 p.

134. Kelly R. E. J. and Chang A.T. C. Development of a passive microwave global snow depth retrieval algorithm for Special sensor Microwave Imagery (SSM/I) and Advanced Microwave Scanning Radiometer-EOS (AMSR–E) data // Radio Science. – 2003. – Vol. 38 (4). – P. 8076.

135. Kouraev A.V., Zakharova E.A., Samain O., Mognard N.M., Cazenave A.. Ob' river discharge from TOPEX/Poseidon satellite altimetry (1992–2002) // Remote sensing of environment. – 2004. – Vol. 93. – P. 238-245.

136. Legresy B. and Remy F. Altimetric observations of surface characteristics of the Antarctic ice sheet // Journal of Glaciology. – 1997. – Vol. 43(144). – P. 265-275.

137. Lugina K. M., Groisman P. Ya., Vinnikov K. Ya., Koknaeva V. V., and Speranskaya N. A. Monthly surface air temperature time series area-averaged over the 30-degree latitudinal belts of the globe (1881–2005). – 2005. – URL: http:// cdiac.esd.ornl.gov/trends/temp/lugina/lugina.html.

138. Manabe S., Stouffer R.J. Low-frequency variability of surface air temperature in a 1000-year integration of a coupled atmosphere-ocean-land surface model // Journal of Climate. – 1996. – Vol. 9 (2). – P. 376-393.

139. Moulin S., Kergoat L., Viovy N. and Dedieu G. Global scale assessment of vegetation phenology using NOAA/AVHRR satellite measurements // Journal of Climate. – 1997. – Vol. 10(6). – P. 1154-1170.

140. Mognard N. M. and Josberger E.G. Northern Great Plains 1996/97 seasonal evolution of snowpack parameters from satellite passive microwave measurements // Annals of Glaciology. – 2002. – Vol. 34 (1). – P. 15-23.

141. Mercier F., Cazenave A., and Maheu C. Interannual lake fluctuations (1993–1999) in Africa from Topex/Poseidon: Connections with ocean/atmosphere interactions over the Indian Ocean // Global and Planetary Change. – 2002. – Vol. 32. – P. 141-163.

142. Njoku E. G. and Li L. Retrieval of land surface parameters using passive microwave measurements at 6-18 GHz // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. – 1999. – Vol. 37(1). – P. 79-93.

143. Papa F., Mognard N. V., Josberger E.G. and Remy F. Snow signature with the ERS-2 radar altimeter // IGARSS Proceedings, Sydney, Australia, CD-Rom, 2001.

144. Papa F., Legresy B., Remy F. Use of the TOPEX-Poseidon dual-frequency radar altimeter over land surfaces // Remote sensing of Environment. – 2003. – Vol. 87. – P. 136-147.

145. Papa F., Legresy B., Mognard N. V., Josberger E.G. and Remy F. Estimating terrestrial snow depth with the TOPEX/Poseidon altimeter and radiometer // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. – 2002. – Vol. 40 (10). – P. 2162-2169.

146. Papa F., Prigent C., Rossow W.B., Legresy B. and Remy F. Flooded wetland dynamics over boreal regions from remote sensing: the use of Topex/Poseidon dual-frequency radar altimeter observations // International Journal of Remote Sensing. – 2006. – Vol. 27 (21). – P. 4847-4866.

147. Partington K.C., Ridley J.K., Rapley C.G., Zwally H.J. Observations of the surface properties of the ice sheets by satellite radar altimetry // Journal of Glaciology. – 1989. – Vol. 35. – P. 267-275.

148. Raizonville P., Lannelongue N., Anne J.C., De Chateau, Thierry P. Poseidon solid state altimeter // Acta Astronautica. – 1988. – Vol. 17 (1). – P. 23-30.

149. Peterson B.J., Holmes R.M., McClelland J.W., Vörösmarty C.J., Lammers R.B., Shiklomanov A.I., Shiklomanov I.A., Rahmstorf S. Increasing river discharge into the arctic ocean // Science. – 2002. – Vol. 298 (5601). – P. 2171-2173.

150. Remy F., Brossier C., Minster J.F. Intensity of satellite radar-altimeter return power over continental ice. A potential measurement of katabatic wind intensity // Journal of Glaciology. – 1990. – Vol. 36. – P. 133-142.

151. Remy F., Schaeffer P. and Legresy B. Ice flow physical processes derived from ERS-1 high resolution map of the Antarctica and the Greenland ice sheets // Geophysical Journal International. – 1999. – Vol. 139. – P. 645-649.

152. Serreze M.C., Barrette A., and Lo F. Northern high latitude precipitation as depicted by atmospheric reanalysis and satellite retrievals // Monthly Weather Review. – 2005. – Vol. 133. – P. 3407-3430.

153. Sippel S. J., Hamilton S. K., Melack J. M. and Novo E. M. Passive microwave observations of flooding area and the area/stage relation in the Amazon river floodplains // International Journal of Remote Sensing. – 1998. – Vol. 19. – P. 3055-3074.

154. Smith L. C., Sheng Y., McDonald G. M., and Hinzman L. D. Disappearing Arctic lakes // Science. – 2005. – Vol. 308 (5727). – P. 1429.

155. Serreze M.C., Walsh J.E., Chapin F.S., Osterkamp T., Dyurgerov M., Romanovsky V.E., Oechel W.C., Morison J., Zhang T., and Barry R.G. Observational evidence of recent change in the northern high-latitude environment // Climatic Change. – 2000. – Vol. 46. – P. 159-207.

156. SPOT Catalog: http://sirius.spotimage.fr

157. Vignudelli S., Kostianoy A.G., Cipollini P., Benveniste J. Coastal Altimetry. – Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2011. – 578 p.

158. Zakharova E.A., Kouraev A.V., Kolmakova M., Mognard, N.M., Zemtsov V.A., Kirpotin S.N. The modern hydrological regime of the Northern Western Siberia from in situ and satellite observations // International Journal of Environmental Studies. – 2009. – Vol. 66. (4). – P. 447-463.

159. Zakharova E.A., Kouraev A.V., Biancamaria S., Kolmakova M.V., Mognard N.M., Zemtsov V.A., Kirpotin S.N., Decharme B. Snow cover and spring flood flow in the northern part of the Western Siberia (The Poluy, Nadym, Pur and Taz rivers) // Journal of Hydrometeorology. – 2011. – Vol. 12 (6). – P. 1498-1511.

160. Zwally H.J., Bindschader R.A., Brenner A.C., Martin T.V. and Thomas R.H. Surface elevation contours of Greenland and Antarctica ice sheets // Journal of Geophysical Research. – 1983. – Vol. 88. – P. 1589-1596.

Приложение 1

Таблица 1. Краткая классификация методов дистанционного зондирования Земли

	Активные системы	**Пассивные системы**	
	УФ; Видимый; ИК	**Видимое; Ближнее / Тепловое ИК**	**Видимое; Ближнее ИК**
Оптические системы	**Лазерное зондирование**: Лидары – Doppler LIDAR, ICESat LIDAR • Мониторинг атмосферы: измерение скорости ветра, влажности, температуры, концентрации газов • топография земной поверхности, • формирование трехмерных изображений • батиметрические измерения;	**Сканерная съемка:** Спутники NOAA: прибор AVHRR Спутники программы Landsat: прибор ETM+ Спутники SPOT • картография, • изменение характеристик растительного покрова, • идентификация типов поверхностей	**Фотографическая съемка:** • Аэрофотосъемка, • Мультиспектральная фото – и телеаппаратура • Основная область применения - картография

	Активные системы		Пассивные системы
Микроволновые системы	**Рефлектометрия:** **Радары бокового обзора:** Системы с формированием изображения: SAR, ASAR Системы без формирования изображения - *Скаттерометры:* Quick SCAT • Атмосферный мониторинг, • Мониторинг ветлендов, • Влажность почв	**Радарная альтиметрия;** **Радары вертикального обзора:** • **ENVISAT (RA-2)***, • **TOPEX/Poseidon***, • ERS, • Jason, • Cryosat, • Altika • Изучение топографии океана, • измерение уровня континентальных водных объектов, • мониторинг ветлендов	**Радиометрия** Радиометры – **SSM/I***, SMMR, MIMR: • Исследование параметров снежного покрова, • атмосферное зондирование: изменение скорости ветра, влажность воздуха,
Гравиметрические системы	–		**Спутниковая гравиметрия** Гравиметры – GRACE, CHAMP, GOCE • Изучение глобального гравитационного поля, • Карты аномалий земной поверхности, • Циркуляция океанических течений, • Поверхностный и подземный сток.

Приложение 2

Таблица 2. Основные термины по методам ДДЗ, используемые в работе

Название термина	Английское соответствие	Значение
Активные системы дистанционного зондирования	***Active remote sensing systems***	Системы, сами генерирующие излучение и затем анализирующие отраженную часть
Высота орбиты	***Altitude***	расстояние от центра массы спутника до отсчетного эллипсоида или другой точки на земной поверхности. Высота орбиты вычисляется по орбитографическим данным
Высота земной поверхности	***Height***	рассчитывается как разность между высотой орбиты и расстоянием спутника до подстилающей поверхности
Геоид	***Geoid***	Сложная фигура планеты, ограниченная уровенной поверхностью океана
Геофизические поправки	***Geophysical corrections***	используются для корректировки природных явлений (например, тропосферная, ионосферная поправки).
Децибел (дБ)	***Decibel***	это относительная логарифмическая единица, используемая для измерения различных физических величин, изменяющихся в очень широких пределах.
Дистанционное зондирование Земли (ДЗЗ)	***Remote sensing***	определяют как процесс или метод получения информации об объекте, участке поверхности или явления путем анализа данных, собранных без контакта с изучаемым объектом
Высота спутника над поверхностью	***Range***	Расстояние от спутника до подстилающей поверхности
Интервал повторения	***Repeat cycle***	время, через которое спутник вновь оказывается над тем же местом

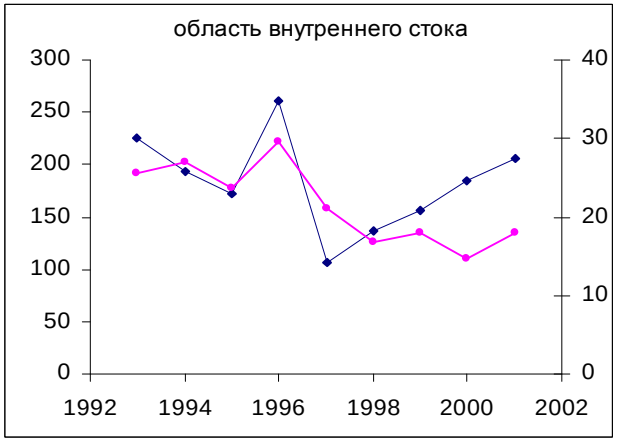
Название термина	Английское соответствие	Значение
Коэффициент обратного рассеяния (КОР) = отраженный сигнал (σ°)	***Backscatter***	Отношение между силой, отраженной от поверхности и мощностью излученной энергии радара, выраженной в децибелах (дБ).
Орбита	***Orbit***	Траектория движения физического тела - спутника притяжения другого, более массивного центрального тела
Пассивные системы дистанционного зондирования	***Passive systems***	системы, которые регистрируют тепловое излучение от объектов, температура которых не равна абсолютному нулю (т.е. от всех объектов)
Пиксель	***Pixel***	Наименьший логический элемент двумерного цифрового изображения. Чем больше пикселей на единицу площади содержит изображение, тем более оно детально.
Радарное эхо	***Radar echo***	Отраженный сигнал радара
Радар бокового обзора	***Side-looking radar***	Излучаемый радиосигнал, направленный в сторону
Радар вертикального обзора (надир)	***Nadir***	Излучаемый радиосигнал, направленный в вертикальном положении (используется в спутниковой альтиметрии)
Референц-эллипсоид	***Reference ellipsoid***	Геометрически правильная фигура, которая наилучшим образом приближена к неправильному геоиду и, относительно которого выполняются все геодезические вычисления и рассчитываются все картографические проекции

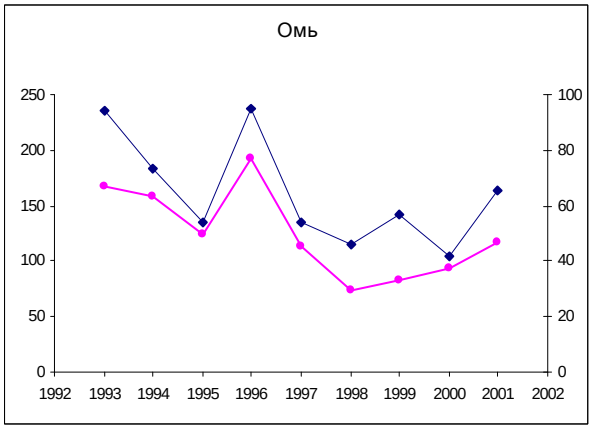
Название термина	Английское соответствие	Значение
Ретрэккер	***Retracker***	Алгоритм бортовой обработки сигнала
Трек (трасса)	***Track***	Маршрут движения космического аппарата относительно Земли
Форма волны	***Waveform***	Форма волны или радарное эхо, изменение во времени величины приходящего сигнала
Футпринт радарного альтиметра	***Footprint radar altimeter***	Территория в виде кольца, радиус которой увеличивается как квадратный корень времени после образования переднего фронта импульса в надире. Радиус футпринта увеличивается с увеличением амплитуды волны

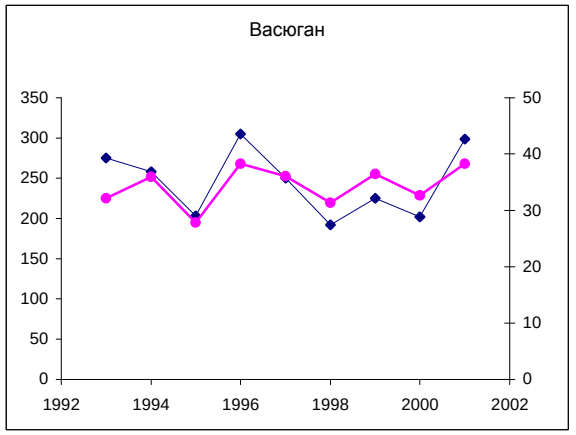
Приложение 3

Рисунок 1. Типы водосборов по данным спутника TOPEX/Poseidon и модельного реанализа

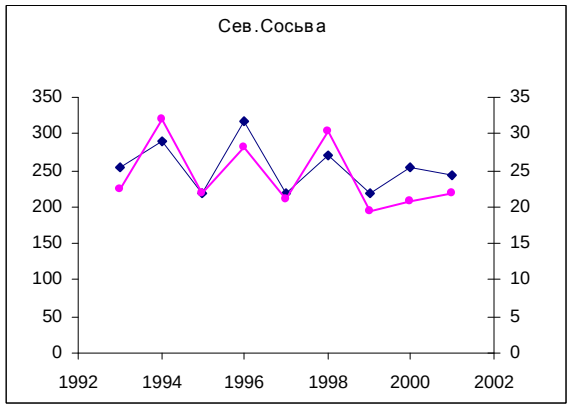
Группа 1

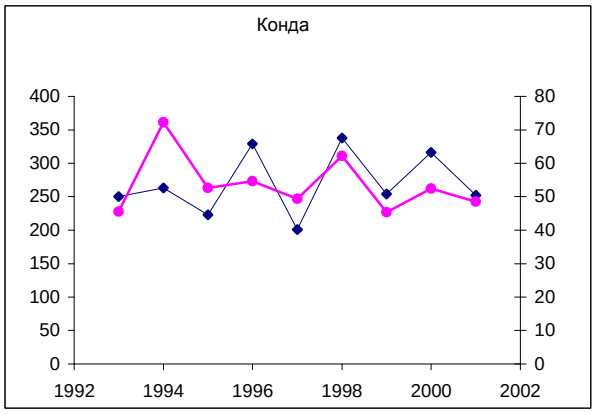


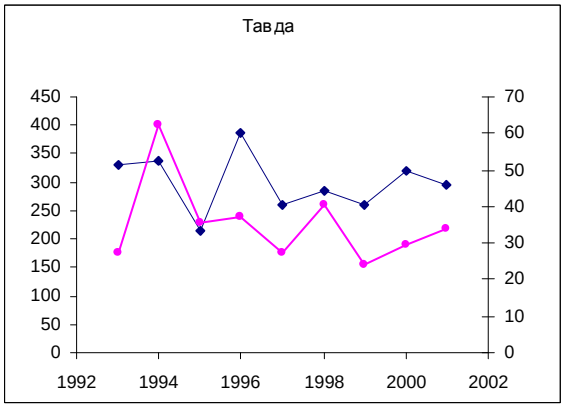




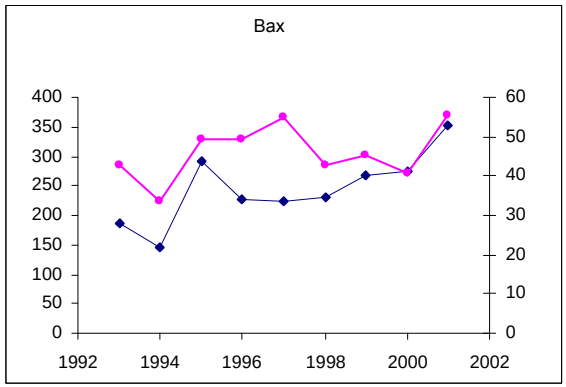
Группа 2

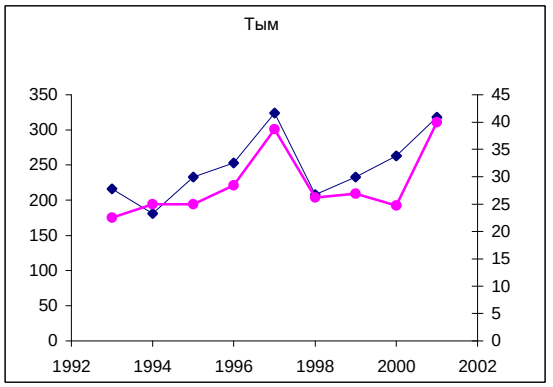




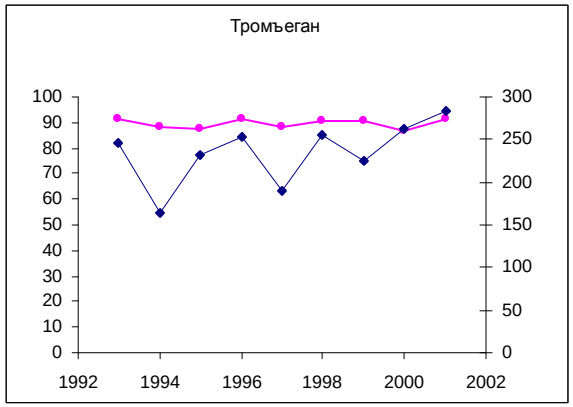


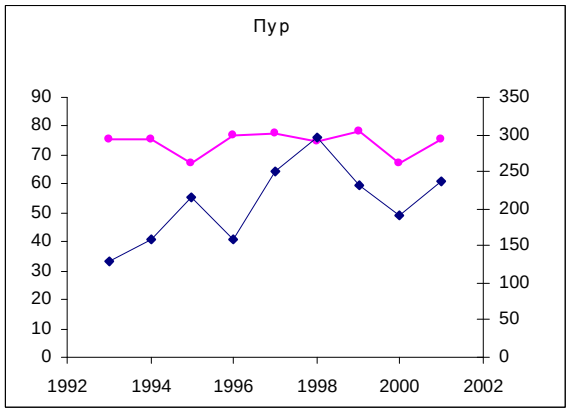
Группа 3

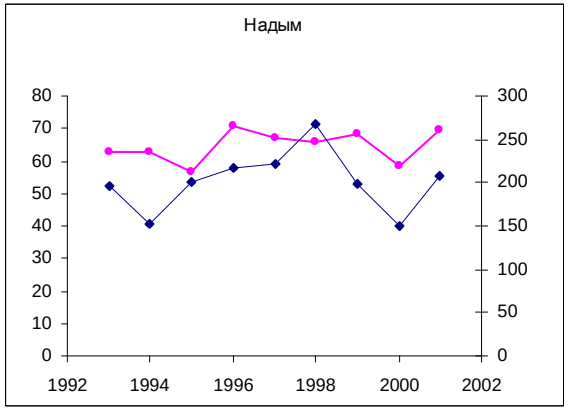




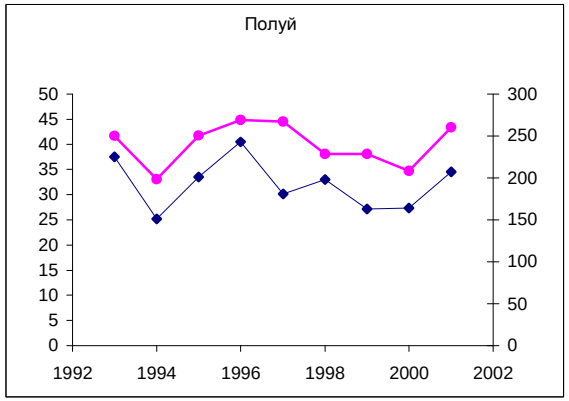
Группа 4а





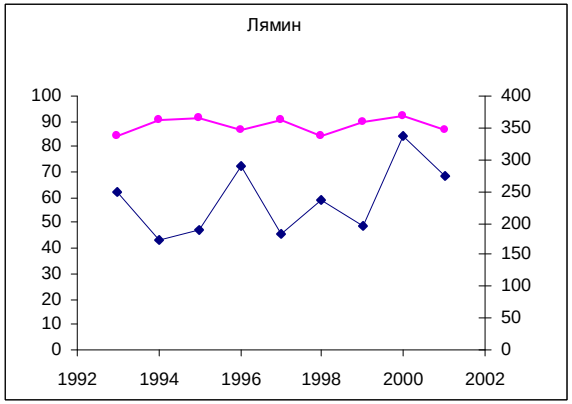


Группа 4б





Группа 4в



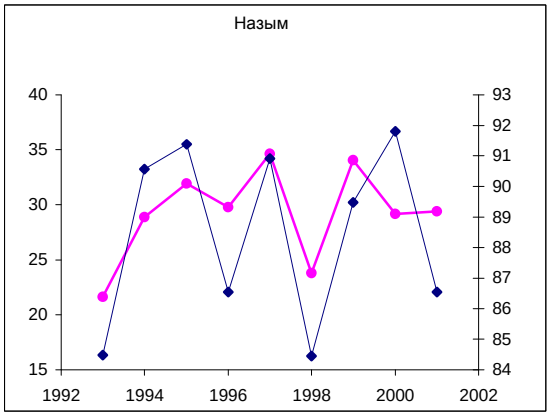


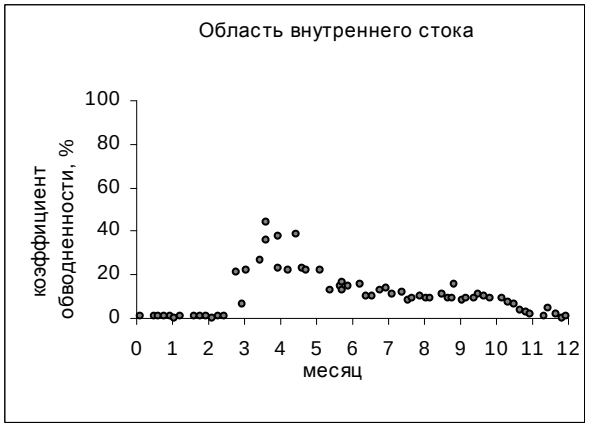
Рисунок – 1 Типы водосборов по межгодовому ходу коэффициента обводненности (летнего минимального) по данным спутника TOPEX/Poseidon и суммам атмосферных осадков за теплый период (июнь-сентябрь) по данным модельного реанализа ERA-40

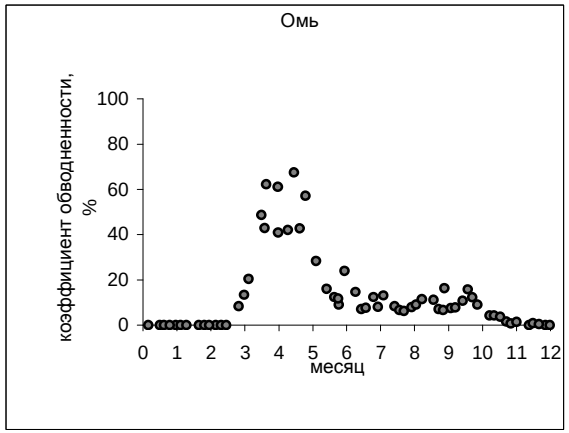
Примечание - розовый цвет – ход коэффициента обводненности, синий цвет – ход сумм атмосферных осадков (по левой оси – коэффициент обводненности в (%) (кривая розовым цветом), по правой оси – сумма осадков в (мм) (кривая синим цветом)

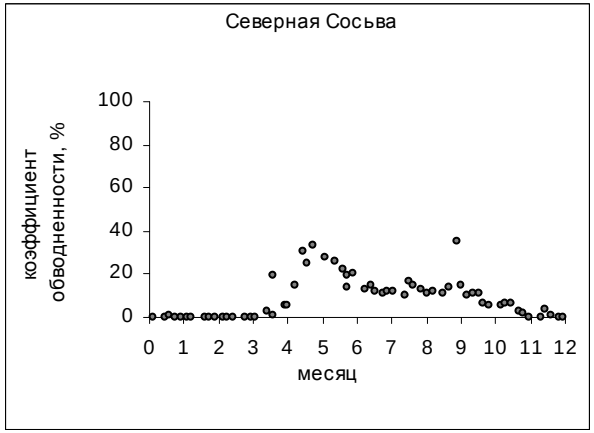
Приложение 4

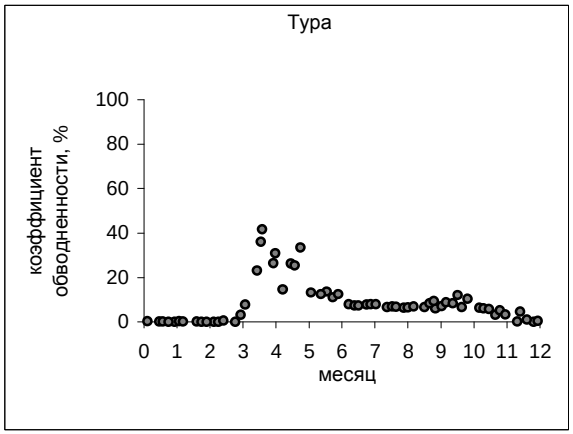
Рисунок 2. Типы водосборов по сезонной изменчивости по данным спутника ENVISAT

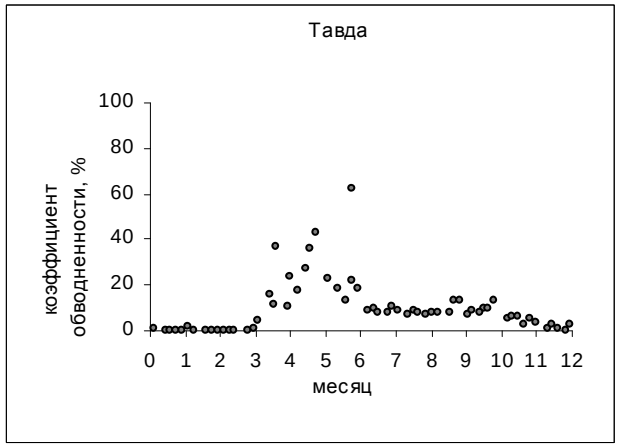
Группа I

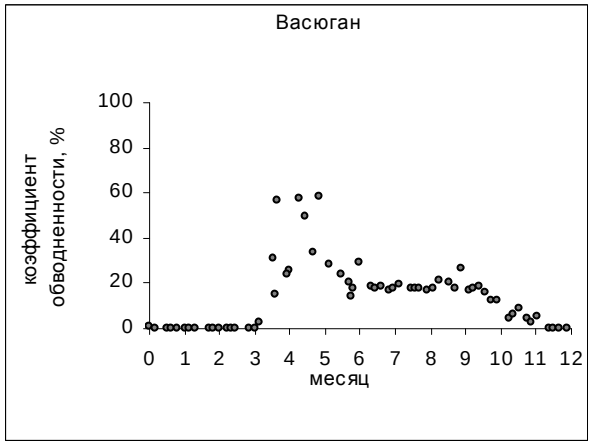




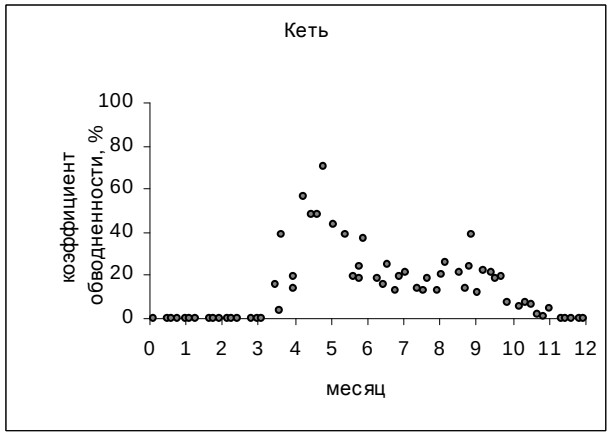


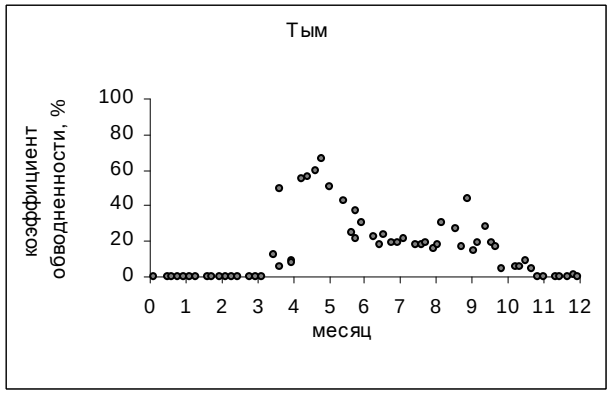


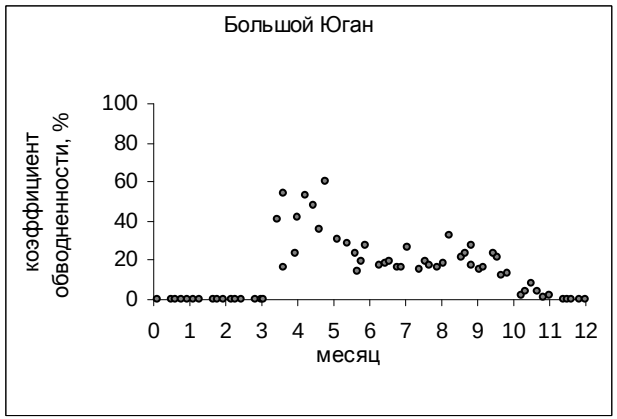


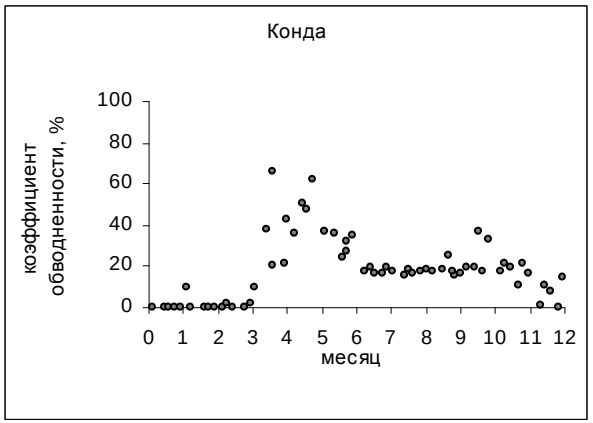


Группа Ia

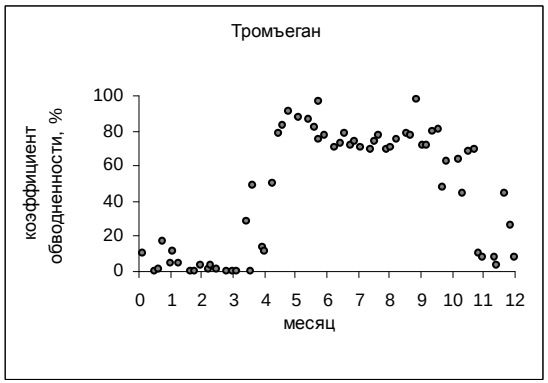

Кеть
коэффициент обводненности, %
100
80
60
40
20
0
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12
месяц

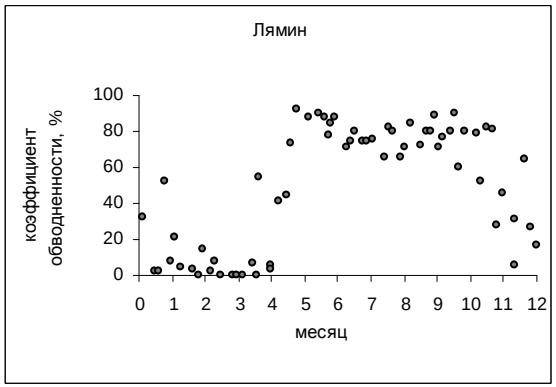

Тым
коэффициент обводненности, %
100
80
60
40
20
0
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12
месяц

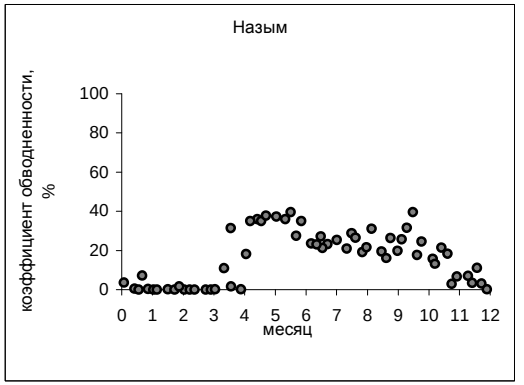

Большой Юган
коэффициент обводненности, %
100
80
60
40
20
0
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12
месяц

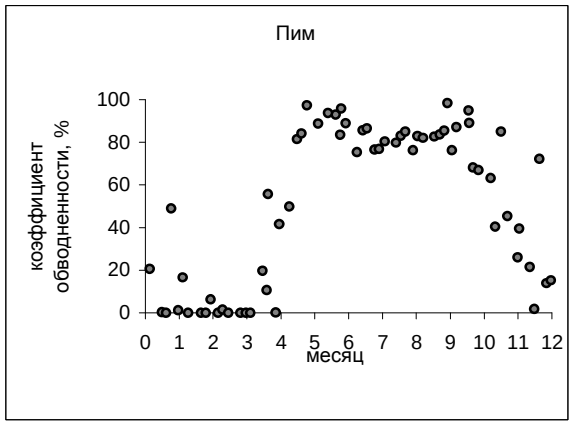

Конда
коэффициент обводненности, %
100
80
60
40
20
0
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12
месяц

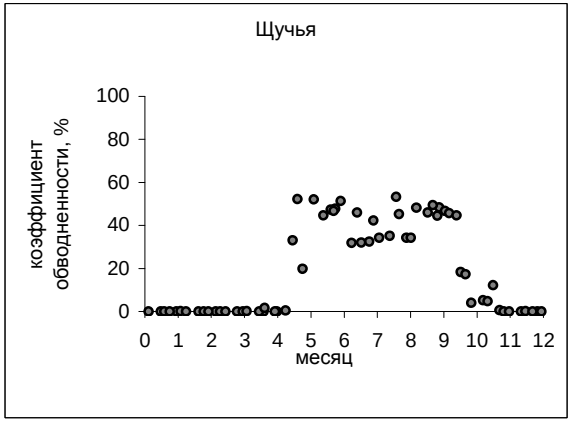
Группа II


Тромъеган
коэффициент обводненности, %
100
80
60
40
20
0
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12
месяц


Лямин
коэффициент обводненности, %
100
80
60
40
20
0
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12
месяц


Назым
коэффициент обводненности, %
100
80
60
40
20
0
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12
месяц


Пим
коэффициент обводненности, %
100
80
60
40
20
0
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12
месяц


Щучья
коэффициент обводненности, %
100
80
60
40
20
0
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12
месяц

Группа III

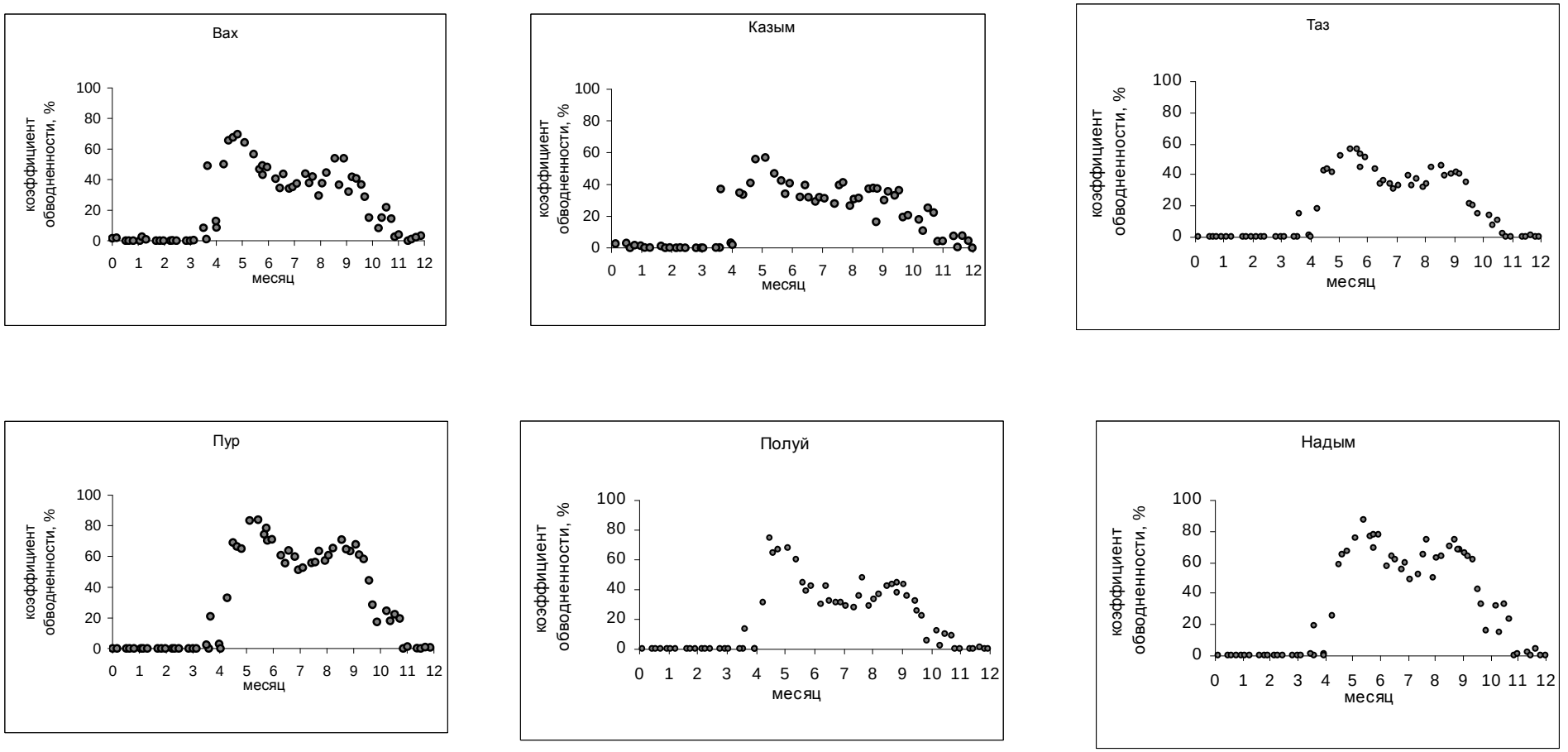


Рисунок 1 – Типы водосборов по сезонной изменчивости (внутри года) по данным спутника ENVISAT

Примечание - краткая характеристика по типам водосборов представлена в табл. 11 в третьей главе диссертации.

AUTHOR: Maria Kolmakova

TITLE: Hydrological and climatic variability in the river basins of the West Siberian Plain (from meteorological stations, model reanalysis and satellite altimetry data)

PhD ADVISORS: Alexei Kouraev and Valeriy Zemtsov

DEFENCE DATE AND PLACE: 17 December, 2012, Tomsk (Russia)

ABSTRACT:

Because of high level of swamping in West Siberia and a sparse network of hydrometeorological stations, monitoring of hydrological regime is hindered. In such a situation, it is necessary to involve model reanalysis and satellite altimetry data that ensure the regular coverage of the whole West Siberian Plain, making it possible to supplement field studies and to considerably expand the area of research. This determines the relevance of the thesis.

Chapter 1 describes the physic and geographic factors that determined the evolution of the West Siberian Plain; **chapter 2** is devoted to methods used in the study; the analysis of trends of air temperature and precipitation is presented in the **3rd chapter** as well as the estimation of temporal variability of moisture regime of watersheds from satellite altimetry.

The **originality** of the thesis is to apply satellite altimetry data for estimation of spatio-temporal variability of flooded zones based on the analysis of a reflected signal.

KEYWORDS: West Siberian Plain, river basins, climate change, flooded zones, satellite altimetry, model reanalysis, seasonal and interannual variability, backscatter coefficient

---

DISCIPLINE: Hydrology

LABORATORY:
Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales
14 avenue Edouard Belin
31400 Toulouse
France
Department of Hydrology, Tomsk State University
36 avenue Lenina
634050 Tomsk
Russia
AUTEUR: Maria Kolmakova

TITRE: La variabilité hydrologique et climatique dans les bassins versants de la Sibérie Occidentale (selon les données des stations météorologiques, de ré-analyse météorologique et d'altimétrie satellitaire)

DIRECTEURS DE THESE: Alexei Kouraev and Valeriy Zemtsov

LIEU ET DATE DE SOUTENANCE: Tomsk (Russie), le 17 décember, 2012

RESUME:

Le caractère fortement marécageux du territoire de la Sibérie Occidentale et la rareté des stations d'observations hydrométéorologiques compliquent le suivi du régime hydrologique des bassins versants. Dans une telle situation, la prise en compte des données de ré-analyse météorologique et d'altimétrie satellitaires, assurant une couverture régulière de l'ensemble du territoire étudié, permet de compléter les observations *in situ* et d'élargir considérablement la portée des recherches, ce qui détermine la pertinence de ce travail. Le **premier chapitre** décrit les principaux facteurs physiques et géographiques qui ont déterminé le développement de la zone d'étude ; le **deuxième chapitre** est consacré aux méthodes d'étude; le **troisième chapitre** présente les résultats d'analyse de la variabilité des caractéristiques climatiques et hydrologiques dans les bassins fluviaux. **L'originalité de cette thèse** est d'appliquer une nouvelle approche de la quantité d'eau de la zone étudiée.

MOTS-CLES: Plaine de Sibérie occidentale, bassins versants, changement climatique, zones inondées, altimétrie satellitaire, ré-analyse météorologique, variabilité saisonnière et annuelle, coefficient de rétrodiffusion

---

DISCIPLINE: Hydrologie

LABORATOIRE:
Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales
14 avenue Edouard Belin
31400 Toulouse
France
Département d'hydrologie de l'Université d'Etat de Tomsk
36 avenue Lenina
634050 Tomsk
Russie