



СОФИЙСКИ УНИВЕРСИТЕТ
„СВ. КЛ. ОХРИДСКИ“
ФИЗИЧЕСКИ ФАКУЛТЕТ
КАТЕДРА „МЕТЕОРОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА“

**Изучаване на опасни
метеорологични явления в
Югоизточна Европа и България
с метода ГНСС метеорология**

МАГИСТЪРСКА ДИПЛОМНА РАБОТА

на

Надежда Свиленова Йорданова

ф.н. 180048

Научен ръководител:

/гл. ас. д-р Г. Герова/

Консултант:

/А. Стойчева, НИМХ/

Ръководител катедра:

/доц. д-р Н. Рачев/

Рецензент:

/доц. д-р Р. Мицева/

София април 2013

Съдържание

1	Увод	5
2	Въведение	6
2.1	Опасни метеорологични явления: Топлинни вълни и наводнения, предизвикани от конвективни валежи	6
2.1.1	Механизъм на възникване и последици от топлинните вълни	8
2.1.2	Топлинна вълна в Европа през 2003	11
2.1.3	Топлинна вълна в Европа през 2006	13
2.1.4	Топлинна вълна на Балканския полуостров през 2007	14
2.1.5	Класификация на топлинните вълни	16
2.1.6	Опасни явления свързани с обилен валеж и наводнения	21
2.2	Спътникова информация за анализ на водната пара	25
3	Карти разпределението на водната пара	30
3.1	Пространствена интерполация на полето на водната пара	30
3.2	Карти на IWV за България	36
4	Резултати	41
4.1	Топлинна вълна на Балканския полуостров 19-25 юли 2007	41
4.2	Анализ на валежни обстановки за България	46
4.2.1	Фронтален процес - 25 май 2012	46
4.2.2	Вътрешномасов процес - 27 юни 2012	47
5	Заклучение	59

Списък на фигурите

2.1	Шест класа топлинни вълни, получени чрез клъстерен алгоритъм за Евро-Средиземноморския регион	18
2.2	Климатологична класификация за Евро-средиземноморския район, в термините на класификацията на топлинните вълни в 6 класа за периода 1950 - 2009 година	19
2.3	Радарна информация (сива скала), електрически разряд (кръстчета), ГНСС IWV (контури) и наземни наблюдения (вятър) на 20 юли 2007 между 11:00 UTC и 17:00 UTC през 2 часа . .	29
3.1	Средномесечни стойности на IWV като функция на височините на станциите за месеците януари и юли. Средномесечните стойности са изчислени от данните получени за периода 2001 - 2004 година	32
3.2	Географско разположение на ГНСС станциите от мрежата на Зенит-Гео. С червена точка са означени ГНСС станциите, използвани в дипломната работа.	37
3.3	На левия панел на фигурата е представено полето на хоризонталното разпределение на IWV на 10 май 2012, в 12 UTC без поправка за височината. На десния - след направената корекция за височина.	38

3.4	Средномесечни стойности на IWV мрежата на Зенит-Гео на територията на България, в зависимост от височините на станциите за месеците януари и юли 2012.	39
4.1	Двумерно хоризонтално разпределение на водната пара по време на топлинната вълна през 3 часа за 19 юли 2007	43
4.2	Двумерно хоризонтално разпределение на водната пара по време на топлинната вълна през 19-25 юли 2007 в 15:00 UTC. Поради липса на данни не е представена карта на разпределението на IWV за 25 юли 2007	44
4.3	Двумерно хоризонтално разпределение на водната пара по време на топлинната вълна през 19-25 юли 2007 в 3:00 UTC .	45
4.4	Карта на геопотенциал на 500 hPa, приземно поле на налягането и относителна топография на нива 500 - 1000 hPa 25 май 2012 в 06:00UTC.	47
4.5	Приземна карта на налягането и фронтални системи над Европа на 26 май 2012 в 00:00UTC. Със символа Т е означен център на ниско налягане, а с Н на високо.	48
4.6	Карта на относителната влажност на ниво 700 hPa на 25 май 2012 в 06:00UTC.	48
4.7	Карти на двумерното хоризонтално разпределение на интегрираната водна пара за 25 май 2012 през 3 часа. Поради липса на данни карта за 25 май 2012 в 21:00 UTC не е представена.	49
4.8	Приземна карта на налягането и фронтални системи над Европа на 26 юни 2012 в 12:00 UTC.	50
4.9	Приземна карта на налягането и фронтални системи над Европа на 26 юни 2012 в 18:00 UTC.	51
4.10	Карта на температурното поле на ниво 850 hPa на 26 юни 2012 00:00 UTC.	52

4.11 Карта на температурното поле на ниво 850 hPa на 27 юни 2012 06:00 UTC.	53
4.12 Карта на температурното поле на ниво 850 hPa на 27 юни 2012 в 12:00 UTC.	53
4.13 Карта на относителната влажност на ниво 700 hPa на 27 юни 2012 в 12:00 UTC.	54
4.14 Карта на геопотенциала и температурата на ниво 200 hPa на 26 юни 2012 в 18:00 UTC.	54
4.15 Карта на геопотенциала и температурата на ниво 200 hPa на 27 юни 2012 в 12:00 UTC.	55
4.16 Карти на двумерното хоризонтално разпределение на интегрираната водна пара за 26 юни 2012 през 3 часа. Поради липса на данни карти за 26 юни 2012 в 15:00 UTC и 18:00 UTC не са представени.	56
4.17 Двумерно хоризонтално разпределение на водната пара за 27 юни 2012, получена чрез ГНСС метеорология (ляв панел) и спътникови изображение (десен панел).	58

Глава 1

Увод

Метеорологичните опасни явления, играят все по-важна роля в ежедневието. Това се обуславя от факта, че имат значително влияние в редица сфери, като здравеопазване и икономика. Те са много и разнообразни, като има тенденция да се наблюдават все по-често.

В настоящата дипломна работа по-подробно са разгледани топлинните вълни и валежите от конвективен характер, в резултат на които могат да бъдат предизвикани наводнения. За изучаването на тези опасни явления е използван методът ГНСС (Глобални навигационни спътникови системи) метеорология в комбинация със спътникова информация.

От ГНСС мрежата са направени двумерни карти на хоризонталното разпределение на водната пара в България. За целта е използван методът за пространствена интерполация разработен от Морланд. Той се състои в това, че е необходимо данните за количеството водна пара получени от различните станции да бъде приведено на една и съща височина.

Методът е приложен за топлинната вълна от юли 2007 и два случая на конвективен валеж - на 25 май 2012 и 27 юни 2012.

Темата е актуална, тъй като изследванията в областта все още са малко, а свръхкраткосрочната прогноза на времето става все по-важна в множество области от нашето ежедневие.

Глава 2

Въведение

2.1 Опасни метеорологични явления: Топлинни вълни и наводнения, предизвикани от конвективни валежи

Терминът опасни метеорологични явления се отнася към всички метеорологични феномени, които имат потенциал да предизвикат щети, сериозно социални разриви или загуба на човешки животи. Видовете опасни метеорологични явления варират в зависимост от географска ширина, надморска височина, топография и атмосферни условия. Силни ветрове, градушки и горски пожари са форми на и ефекти в резултат на опасни метеорологични явления. Такива също са, например, гръмотевични бури, торнадо, смерч, тропични и извънтропични циклони. Регионални и сезонни опасни явления включват снежни бури, виелици и прашни бури. По-общото определение за опасни явления представлява всеки аспект на метеорологичните условия, който крие риск за живота и собствеността на хората, или по някакъв начин изисква намесата на властите. Според определението на Световната метеорологична организация (СМО) за опасни явления, такива са всички атмосферни условия които са потенциално разрушителни или рискови за хората. Често те се асоциират с екстремни конвективни

метеорологични условия (тропични циклони, торнадо, силни гръмотевични бури, шквалове и т.н.), както и с бури от преохладен валеж или снежни виелици. Опасните явления могат да бъдат категоризирани в две групи - глобални и регионални. Пример за глобални опасни явления са макромасштабните бури по източното крайбрежие на Съединените щати или големите ветрови бури в Европа, тъй като те обхващат широки географски територии. Торнадо и смерч, от друга страна са с ограничени пространствени ефекти и спадат към локалните опасни явления. Наводнения, урагани, торнада и гръмотевични бури се считат за естествени разрушителни катастрофи свързани с метеорологичната обстановка. Въпреки че всички те имат връзка с образуването на кумулонимбусови облаци, те се развиват при различни условия и географско разположение. Прогнозирането на тези опасни явления и условията за тяхното формиране изискват развитието на модели за предвиждането на най-вероятното тяхно местоположение и честота. Тази информация е жизнено необходима, за да бъдат известени предварително засегнатите области и по този начин да бъдат спасени животи. По-долу са изброени, придружени с кратки дефиниции на СМО, някои от основните опасни явления [web, b].

- 1) Тропичен циклон: обширен термин за нефронтален циклон със синоптичен мащаб, образуващ се над тропични или субтропични водни басейни, с развита конвекция и изразена циклонична циркулация на вятъра при повърхността.
- 2) Тропично смущение: слаб вятър на повърхността с индикации за циклонична циркулация.
- 3) Тропична депресия: при скорост на вятъра до 17 m/s.
- 4) Тропична буря: максималната скорост на вятъра е от 17 до 25 m/s.
- 5) Опасна тропична буря: максималната скорост на вятъра е от 25 до 33 m/s.
- 6) Ураган: максималната скорост на вятъра е над 33 m/s.
- 7) Тайфун: максималната скорост на вятъра е над 33 m/s.
- 8) Тропичен циклон (в Югозападния Индийски океан): максималната скорост на вятъра е от 33 до 45 m/s.
- 9) Тропичен циклон (бреговете на Бенгалско, Арабско море, Югоизточен Индийски океан, Южен Пасифик): максималната скорост на вятъра е над

17 m/s.

10) Торнадо: силна буря с висока скорост и добре изразена завихреност с малък диаметър и голяма разрушителна сила. То е най-стихийният метеорологичен феномен. С определена честота могат да се образуват при ураганна циркулация.

11) Гръмотевична буря: внезапен електрически разряд придружен със светлинен проблясък (светкавица) и остър, буботец звук (гръмотевица). Гръмотевичните бури се асоциират с конвективни облаци (Cumulonimbus) и в общия случай са придружени с валеж под формата на обилна градушка или много обилни валежи от дъжд, а понякога и от сняг.

12) Шквал: атмосферен феномен, характеризиращ се с рязко и голямо увеличение на скоростта на вятъра с продължителност от порядъка на минути, което отслабва доста внезапно. Често е придружаван с обилни валежи или гръмотевични бури.

13) Виелица: много силна зимна буря, с продължителност от поне 3 часа, която е придружавана от отрицателни температури и много силни ветрове, носещи сняг и ограничаващи видимостта до по-малко от 1 километър.

14) Топлинна вълна: съществено затопляне на въздуха, често придружено от нахлуване на много топъл въздух над обширна област. Обикновено трае от няколко дни до няколко седмици.

В настоящата дипломна работа по-обстойно ще бъдат разгледани топлинните вълни и гръмотевични бури, които са свързани с обилни валежи от конвективната облачност.

2.1.1 Механизъм на възникване и последици от топлинните вълни

Топлинните вълни имат сериозни последици за обществото. Типични примери са през 1995 в Чикаго [Semenza et al., 1996] и 1976 [Ellis et al., 1980] и на 2003 в Европа. Последното от които предизвиква смъртта на 15 000 души във Франция [Hemon and Jouglu, 2003] и на 70 000 в 12 Европейски държави [Organisation), 2004, WHO]. Тази топлинна вълна – най-топлата

за последните 500 години на територията на Европа [Luterbacher *et al.*, 2004] и е обект на множество изследвания, подчертаващи нейното влияние върху икономиката и екологията чрез намаляване на продуктивността на естествената и култивираната растителност [Ciasis *et al.*, 2003], ниското енергийно снабдяване и рестрикции в електричеството [Fink *et al.*, 2004], както и повишеното замърсяване на въздуха [Vautard *et al.*, 2005]. Въпреки че подобни топлинни вълни са изключение, някои изследвания показват, че тези феномени могат да станат не само по-чести, но също и по-интензивни. Изучени са много физични механизми свързани с топлинните вълни като ключовият процес е наличието на продължителна антициклонална синоптична ситуация над райони с висока температура. Той може да бъде интерпретиран като атмосферно блокиране, за Европа - като атлантически гребен от високо налягане, под влиянието на който Западна Европа е трайно изложена на южни ветрове. Тези атмосферни аномалии са следствие от процеси със синоптичен мащаб, но могат да бъдат повлияни и от общата атмосферна циркулация. Cassou *et al.* [2005] изследва влиянието на тропичните океани над атмосферната циркулация в Северния Атлантик и показва, че осцилацията Madden-Julian и аномалната тропична конвекция частично я контролира. Black and Sutton [2007] използват механизъм, описан от [Rodwell and Hoskins, 1996] за да обяснят далечните връзки с Индийския океан. В някои случаи мусоните и аномалните температури на морската повърхност могат да създадат низходящи потоци над Средиземноморския регион и следователно да подтиснат конвекцията. В резултат на това валежите и облачната покривка над континента се намалява. Feudale and Shukla [2010] предлагат тезата, че повишаването на температурата на морската повърхност в Северно море, Северно Атлантическия океан и Средиземно море благоприятстват намаляването на меридионалния градиент на температурата. В следствие на това, Вътрешно тропичната зона на конвергенция (ВТЗК) и клетката на Хадли (субтропичните антициклони) се отмества на север. Връзката океан-атмосфера, особено по време на суша, може да усилва температурните аномалии чрез локално повишаване на радиационното налягане [Fischer *et al.*, 2007], [Ferranti and Viterbo, 2006]. В Европа, ефектът от засушаване може също така и да не е локален [Zampieri *et al.*, 2009], [Vautard *et al.*,

2005] с адвекция на аномална безоблачност от Южна Европа на север. Повечето от тези изследвания са направени или на базата единствено на събитието от 2003 - та година, или дефинират топлинните вълни посредством топлинни аномалии усреднени за целия континент (Европа). Топлинните вълни могат да повлияват директно и екосистемите, например чрез ограничаването на циркулацията на въглерод и азот и намаляването на достъпа до вода, което може да доведе до намаляването на продукцията и дори да предизвика смъртността на дадени видове. Затоплянето може да намали нетната обмяна на CO_2 в екосистемите, предизвиквайки засушавания, които подтискат първичната нетна продуктивност. По-честите топли години могат да доведат до продължително намаляване на усвояването на CO_2 от сухоземните екосистеми [Field et al., 2012, IPCC]. Екстремните температури могат да превърнат горските екосистеми от усвояващи CO_2 в отделящи CO_2 . Влиянието се определя не само от степента на затоплянето, но и от физиологичната сензитивност на организмите към това затопляне и тяхната способност да компенсират поведенчески и физиологично. Екстремната топлина е опасно явление застрашаващо умерените географски ширини и напоследък се наблюдава в Северна Америка, Азия, Африка, Австралия и Европа. То има значително влияние върху общественото здраве в умерените климатични области [Field et al., 2012, IPCC], отчасти защото опасните явления свързани с топлина са свързани с повишена смъртност. Те могат да обхванат и територии извън умерените райони, но в тази област все още е слабо изследвана. Опасните топлинни явления могат да имат катастрофални последици. Много е вероятно, продължителността, честотата и/или интензитетът на топлинните аномалии, включително топлинните вълни, да продължават да нарастват над по-голямата част от сушата [Field et al., 2012, IPCC]. Те могат да имат разрушителни последици най-вече за най-уязвимите популации. Рискът от екстремната топлина е функция от степента на опасност, излагането на населението на тази опасност и неговата уязвимост. Ако уязвимостта е ниска, топлинните опасни явления нямат непременно екстремни последици. Скорошни проучвания идентифицират набор от фактори, които могат да засилят или намалят излагането на опасност. В следствие на опита при предишни топлинни вълни, се прави предположение, че е възможно мно-

го от тези фактори да бъдат манипулирани по такъв начин, че да бъдат намалени както излагането на опасността, така и уязвимостта, и по този начин последиците от тях да бъдат ограничени [Field *et al.*, 2012, IPCC]. Концентрациите на замърсители във въздуха, като прахови частици и приземен озон, често са повишени по време на топлинни вълни поради антициклоналните метеорологични условия, повишените температури и слаби ветрове. Образуването на озон в резултат на фотохимични реакции се увеличава по време на горещи, слънчеви дни, а слабият вятър благоприятства задържането на замърсителите близо до източника. Замърсяването на въздуха има добре установени, остри ефекти върху здравето, в частност свързани с респираторни и сърдечно-съдови заболявания, като в резултат могат да увеличат смъртността и броя на заболяванията. Фоновите нива на озон в Северното полукълбо са удвоени от прединдустриалните времена [Field *et al.*, 2012, IPCC] и са повишени над много градски райони през последните няколко десетилетия. Стандартите за качество и регулация на въздуха спомагат за неговото подобряване, въпреки че прахови частици и приземен озон в много области все още присъстват в количества, които могат да навредят на човешкото здраве, особено по време на топлинни вълни [Field *et al.*, 2012, IPCC]. Вероятно е повишаването на честотата на топлинните вълни да доведе до по-чести епизоди на замърсяване на въздуха. Топлинните вълни в Европа през 2003 и 2006 година са изследвани и сравнени, като по този начин се демонстрира развитието в областта на справяне с рискови ситуации и адаптацията към климатични промени.

2.1.2 Топлинна вълна в Европа през 2003

Необичайно тежката топлинна вълна над големи части от европейския континент през лятото на 2003 предизвика рекордни температури през юни и август. Средните температури за август са с до 5 стандартни отклонения над дългосрочните средни, показвайки, че това е крайно необичайно явление. През първите две седмици на август 2003, температурите в Европа са далеч над историческите норми. Топлинната вълна се разпростира над по-голямата част на Западна Европа, като Франция е

силно засегната. Рекордите на максималните температури са между 35 и 40° C между 4-ти и 12-ти август, като рекордните минимални температури за същите синоптични станции остават почти постоянно над 23° C между 7-ми и 14-ти август [Field et al., 2012, IPCC]. Употребата на електричество се увеличава, а засушаването води до намаляване на водните запаси, влошаване на качеството на въздуха и проблеми в енергийната система. Например, редуцираните речни потоци намаляват охлаждащата ефективност на топлоелектрическите централи и шест от тях напълно са спрени от експлоатация. Рекордно ниските нива на много от големите реки (например По, Рейн, Лоара, Дунав) имат тежки последици за корабоплаването по вътрешните водни пътища, напояването и охлаждането на електроцентралите [Field et al., 2012, IPCC]. Икономическите загуби в селскостопанския сектор за Европейския съюз са в размер на 13 милиарда евро. Наблюдава се рекорден спад от 36% на добивите на царевица по долината на река По, Италия, където преобладават изключително високи температури. Горещите и сухи условия довеждат до много и големи горски пожари. Топенето на ледници в Алпите предотвратява дори по-ниски речни потоци в Дунав и Рейн. Влиянието върху здравето и услугите в сферата на здравеопазването в резултат на топлинната вълна е драстично – с увеличаване на смъртността с около 35,000 случая. Най-засегнати са възрастните хора. Направени са оценки, че смъртността по време на цялото лято е достигнала около 70,000 с относително 14,800 допълнителни смъртни случаи само във Франция [Field et al., 2012, IPCC]. Изостреността, продължителността, географският обхват и влиянието на явлението са безпрецедентни в европейската история [Field et al., 2012, IPCC] и поставя това събитие в една графа със смъртоносната топлинна вълна в Китай през 1743, която убива 11,000 души а вероятно и много повече [Field et al., 2012, IPCC]. Високата смъртност по време на топлинната вълна през 2003-та година маркира инфлексна точка в обществената осведоменост относно опасността от високите температури и води до увеличаване на превантивните мерки от страна на институциите по здравеопазване и властите [Field et al., 2012, IPCC].

По време на топлинната вълна през август 2003, нивата на замърсителите на въздуха са високи над по-голямата част от Европа, особено на призем-

ния озон. След топлинната вълна е направена оценка на концентрацията на озона и на PM10 (прахови частици с аеродинамичен диаметър до 10 μ m) за Обединеното кралство. Според тази оценка, 21 до 38% от общо 2,045 допълнителни смъртни случаи в Обединеното кралство през август 2003 се дължат на завишените нива на приземен озон и концентрации на PM10. Задачата за разделяне на ефектите върху здравето дължащи се на високите температури или на замърсяването на въздуха е сложна, но според статистически и епидемиологични изследвания направени във Франция, замърсяването на въздуха е един от пагубните за здравето фактори през август 2003.

2.1.3 Топлинна вълна в Европа през 2006

Три години по-късно, между 10-ти и 18-ти юли 2006-та година, Европа претърпява друга голяма топлинна вълна. Във Франция тя е втората по сила топлинна вълна, след тази от 2003, от 1950-та година насам. Топлинната вълна от 2006-та е с по-голяма продължителност от тази през 2003-та, но е по-малко интензивна и обхваща по-малка географска област [Field et al., 2012, IPCC]. Нивата на приземния озон в Южна и Северозападна Европа отново са повишени, като по-високи концентрации досега са наблюдавани единствено през 2003-та година [Field et al., 2012, IPCC]. Във Франция, най-високите измерени максимални температури варират между 39 и 40° C, а минималните – между 19 и 23° C, сравнено с 23 до 25° C през 2003-та година [Field et al., 2012, IPCC]. Основавайки се на модел изготвен на базата на предишни случаи, се очаква високите температури да причинят смъртта на около 6,452 души само на територията на Франция, но са отчетени едва 2,065 допълнителни смъртни случаи. Това понижаване на смъртността (с около 4,400) се интерпретира като резултат от намаляване на уязвимостта на популацията, от повишената осведоменост относно рисковете свързани с високите температури, превантивните мерки и от предупредителната система изградена след топлинната вълна от 2003 година.

2.1.4 Топлинна вълна на Балканския полуостров през 2007

Топлинните вълни на Балканския полуостров са феномен, който предизвиква все повече научен интерес в последните 20 години. Първата топлинна вълна е наблюдавана в Гърция през юли 1987. През последващите години, топлинни вълни се наблюдават все по-често. Детайлното изучаване на топлинните вълни показват, че те са предизвикани от транспорт на горещи въздушни маси от Африка. През лятото на 2007-ма година са наблюдавани три топлинни вълни, които се характеризират с широк географски обхват. Те се разпространяват на север, покривайки големи части от териториите на България, Сърбия, Румъния, част от Мала Азия и Южна Италия. Метеорологичните условия преобладаващи в тези райони по време на топлинните вълни са анализирани в детайли. Забелязва се, че субтропичното струйно течение е отместено много повече в посока север в сравнение с териториите, които са били засегнати при предходни топлинни вълни. Това е предполага развитие на нова динамика в атмосферната циркулация, която води до силни флуктуации в клетката на Хадли, с отмествания на клетката много повече на север [Matzarakis et al., 2007]. Като първа индикация за това се счита все по-голямата честота на по-горещи лета на Балканите, оказващи сериозно влияние върху здравето, консумацията на енергия, селското стопанство, напояването, транспорта, туризма и други области. От началото на века, параметрите на топлинните вълни са променени драстично – тяхната честота се увеличава, географският им обхват се разширява и стават все по-опасни. Топлинната вълна от 2007-ма година се характеризират не само с много високи температурни рекорди, но и с голяма географска област на разпространение, обхващаща южна Италия, цяла Гърция, почти всички държави от Балканския полуостров до Кримския полуостров. Това разширяване на географския обхват на топлинните вълни, които се характеризират с много високи температури, достигащи до 47° C, е индикация за това, че предстоят повече топли лета над Средиземноморската област [Matzarakis et al., 2007]. Това налага промени в стратегията за здравеопазване, транспорт, селско стопанство, производство и консумацията на енергия, водни ресурси и туризъм. Тъй

като топлинните вълни имат много тясна връзка с циркулацията във високите слоеве на атмосферата, а изготвянето на прогнозата за времето се базира на синоптични карти във височина, *Matzarakis et al.* [2007] използва за дефинирането им картите на разпределението на температурата на ниво 850 hPa. Когато температурата на това ниво е над 21° C и тези условия продължават повече от два дни, се наблюдават топлинни вълни. Преимуществото на тази дефиниция на топлинните вълни е, че цялата област която ще бъде засегната може да бъде разпозната. Изотермата на 21° C, маркира границите на зоната обхваната от топлинна вълна. Тази дефиниция е валидна за географски ширини до 45° N. През лятото на 2007-ма година, голяма част от източното Средиземноморие е обхванато от топлинни вълни. Първата топлинна вълна през тази година е в периода 20-28-ми юни. Това е най-ранната регистрирана топлинна вълна до този период, като преди това топлинните вълни са били обичайно явление за месеците юли и август. Втората от тях е през периода 18-26-ти юли и третата, която е с най-малка продължителност и обхващаща най-малък район е през периода 21-25-ти август. Последната е слаба и обхваща само територията на Гърция, затова не е толкова важна при този анализ. Топлинната вълна през юни е с особена важност и добавя нови аспекти при изучаването им. Юни обикновено е месец, който се характеризира с комфортни температури, особено в Гърция, и много високи температури се срещат един или два пъти през този месец, при това не всяко лято. През юни 2007, се наблюдава смяна на температурния режим над Балканите с много високи температури над цялата област. Субтропичното струйно течение е локализирано точно над горния северен край на клетката на Хадли. Няколко дни преди появата на топлинната вълна, това струйно течение е слабо и е отместено на север, оставяйки пространство за горещия африкански въздух да нахлуе над Балканския полуостров. Това означава, че клетката на Хадли е отместена на север. Друга важна констатация е, че по време на тези топлинни вълни, нощните температури остават много високи, като в резултат на това се създават стресови условия по време на часовете за сън, като минималните температури на много места варират в порядъка от 25 до 28° C [*Matzarakis et al.*, 2007]. Екстремните температури са едновременно високи и обхващат големи територии. С прогнозите за климатични

промени, нуждата от по-задълбоченото разбиране на топлинните вълни, техният произход и ефекти, имат все по-голямо практическо приложение. Топлинната вълна през юни 2007 показва, че топлинни вълни могат да се наблюдават и по-рано в началото на лятото, не само през най-топлите месеци юли и август. Топлинни вълни през юли и август имат и широка област на влияние. Това включва значителна смъртност, негативно икономическо влияние върху транспорта, селското стопанство, производството на енергия, както и откази на предварително заявени туристически групи. Повторението на топлинната вълна през юли е предупредителен сигнал, че в следствие на климатични промени, бъдещите метеорологични условия през летния сезон ще имат все по-лошо и силно влияние върху хората.

2.1.5 Класификация на топлинните вълни

При изучаването на топлинните вълни *Stefanon et al.* [2012] използват подход, базиран на отделни събития. Една единствена топлинна вълна обикновено покрива област по-малка от континента, като е от мащаба на типичните синоптични аномалии за областта, т.е. няколко хиляди километра. Разграничавайки отделните явления възниква въпросът кои физически механизми са преобладаващи за възникването или усилването на една топлинна вълна. Първа стъпка в тази посока е да се даде обективна дефиниция за топлинна вълна и да се идентифицират типичните топлинни вълни в Европа. *Stefanon et al.* [2012] използват клъстерен подход с цел да разграничат отделни класове от топлинни вълни, на базата на тяхното географско разпространение. Изследват специфичните процеси, които се асоциират с различните класове с оглед на синоптичните ситуации. В работата е избрана област над Европа и Средиземноморския регион чийто граници са съответно 30° N–70° N, 15° W–45° E. Изучаваният период е 1950–2009 (60 години), за който са използвани данни за всеки ден от реанализа на Националния център за прогнози на САЩ с хоризонтална резолюция 2.5° × 2.5° на всеки 6 часа. Реанализът предоставя информация за условията в средната част на тропосферата на геопотенциална височина 500 hPa. Понятието топлинна вълна е дефинирано чрез набор от

индекси на метеорологична и биоклиматична основа, като се отчита влиянието върху природните и социални системи и човешкото здраве, описани в множество доклади и статии, [Robinson, 2001], Stefanon et al. [2012] използват проста дефиниция, базирана само на стойността на температурата: опасно топлинно явление се наблюдава когато температурата надвишава определен праг, като са наложени допълнителни ограничения върху пространственото и времево разпределение за да бъдат избегнати фалшиви прекъсвания и локални събития. Разглежда се само летният период от юни до август. По-детайлно, регион обхванат от топлинна вълна се дефинира чрез следните три стъпки:

1) Температурен праг: за всяка точка се взима температурна аномалия, като се отчитат климатологичните данни за периода 1950 - 2009. Аномалията се определя като екстремна, когато нейната стойност надвишава 95 процентил от локалната плътност на вероятността. За ден D, тя се определя като се използват климатологични данни за температурата за 60 годишен период между $D - 10$ дни и $D + 10$ дни. Например, за да се изчисли 95 процентил за 10-ти август в дадена точка, се използват местните температурни стойности между 1-ви и 21-ви август за 60 годишния период 1960 - 2009.

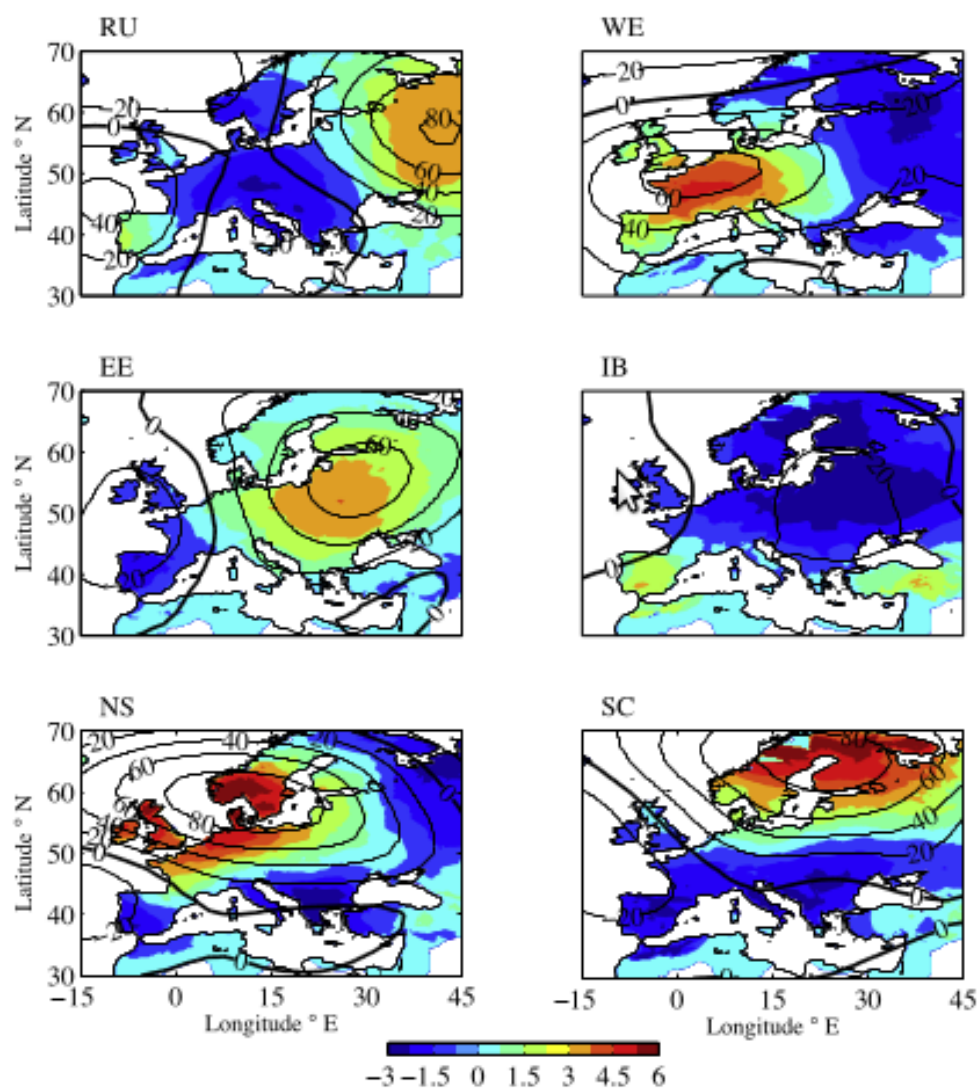
2) Пространствено разпределение: взима се квадрат със страна L, там трябва да има поне една част α от повърхността, където температурата превишава горния 95-ти процентил. В този случай, центърът на квадрата се приема за точка, в която има топлинна вълна. По този начин се избягват изолирани горещи точки.

3) Времево разпределение: горните критерии трябва да бъдат изпълнени за поне 4 поредни дни.

Чрез този метод са идентифицирани 78 топлинни вълни с обща продължителност 643 дни.

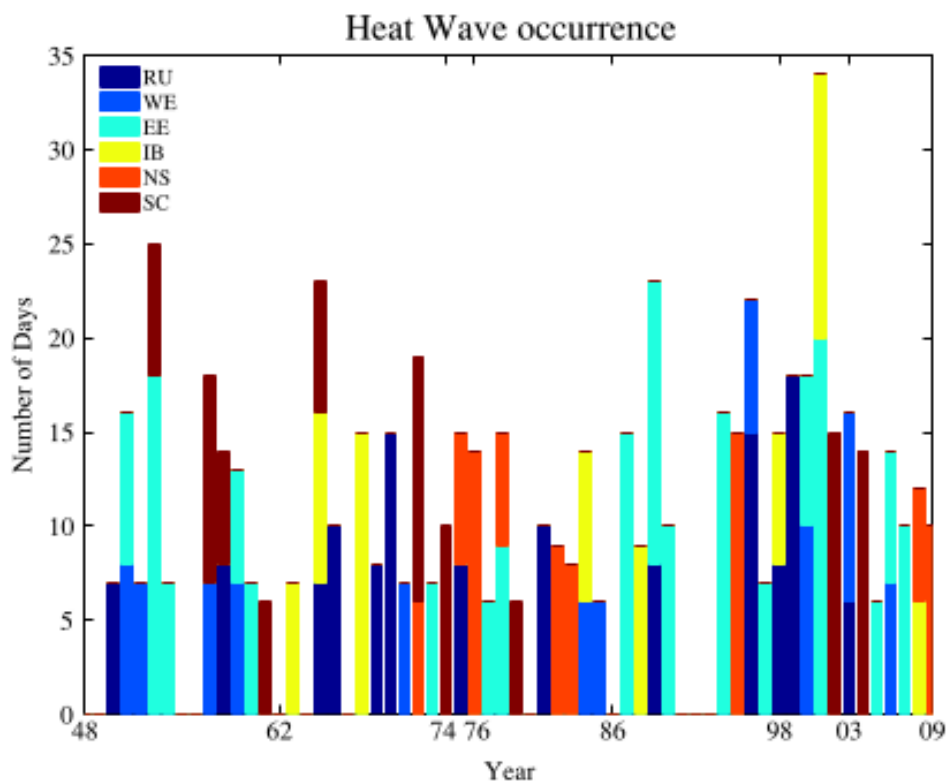
На фигура 2.1 са показани шест вида типични топлинни вълни. Те са представени чрез средната температурна аномалия и геопотенциалната височина на ниво 500 hPa. Шестте отделни типа са обозначени с географски акроним в горния ляв ъгъл.

1) Руският клъстър (RU) групира 128 дни в 14 събития. Този клас се раз-



Фигура 2.1: Шест класа топлинни вълни, получени чрез клъстерен алгоритъм за Евро-Средиземноморския регион: (a) ‘Руски’ клъстер (RU), (b) ‘Западноевропейски’ клъстер (WE), (c) ‘Източноевропейски’ клъстер (EE), (d) ‘Иберийски’ клъстер (IB), (e) ‘Северноморски’ клъстер (NS) and (f) ‘Скандинавски’ клъстер (SC). Дневните максимални температурни аномалии са дадени в келвини, за геопотенциална височина 500 hPa

простира географски в североизточната част на Русия между 35° и 45° Е с температурни аномалии до 4° С. Формата му силно се доближава до катастрофалната топлинна вълна над територията на Русия през лятото



Фигура 2.2: Климатологична класификация за Евро-средиземноморския район, в термините на класификацията на топлинните вълни в 6 класа за периода 1950 - 2009 година

на 2010, въпреки че в анализа не са включени данни от това събитие.

2) Западноевропейският клъстер (WE) е центриран главно над Франция и има магнитуд от 5° C. Той включва 11 събития от 82 дни. В него е включена и първата половина на август 2003-та. Температурните аномалии имат максимум в северната част на Алпите и се разпростират на север и на запад с леко намаляване на амплитудата по посока на атлантическото крайбрежие.

3) Центърът на източноевропейския (EE) се намира приблизително над Полша. Неговата амплитуда е от 4° C, включвайки 23 събития за общо 182 дни. Той е относително по-размит в сравнение с другите клъстери. Визуално разглеждане на различни карти на отделни събития показват такива локализирани около Балтийско и Черно море.

- 4) Иберийският клъстър (IB) е локализиран над Иберийския полуостров, с втори център над Турция. Той включва 75 горещи дни от 9 топлинни вълни и показва най-слабата температурна аномалия с максимум от 3°C .
- 5) Северноморският клъстър (NS) е най-топлият с амплитуда надвишаваща с 6°C средната. Включва 81 горещи дни и 11 събития. Центърът на аномалията е над Северно море и се разширява над Великобритания на запад, над северноевропейското крайбрежие и Източна Скандинавия. Лятото на 1976 е много подобно на NS клъстера, като се сравни например с *Fischer et al.* [2007].
- 6) Последно, Скандинавският клъстър (SC), се разпростира над по-голямата част от Скандинавския полуостров с аномалии до 6°C . Той включва 95 дни от 10 събития.

Времовата последователност на топлинните вълни е показана на фигура 2.2. Там са нанесени и значими скорошни събития, като например топлинните вълни от 2003-та и 2006-та в Западна Европа или тази от 1976-та в Северно море. *Stefanon et al.* [2012] оценяват продължителността на топлинните вълни от тип WE, EE, IB и NS на една седмица, а на тези от типа RU и SC на девет дни.

От фигура 2.1 се вижда, че всички клъстери имат антициклонална аномалия във фаза с температурната аномалия. Това е в съгласие с лите-ратурата описваща климатологията на топлинните вълни. Европейското лятно блокиране от високо налягане се вижда при клъстърът WE, както и в *Black et al.* [2004] или в *Cassou et al.* [2005]. Блокирането на високо налягане от Урал се асоциира с RU, както се вижда и в топлинната вълна от 2010 над Русия [*Barriopedro et al.*, 2011]. Единственото забележимо отклонение от корелацията антициклонална ситуация и температурна аномалия се наблюдава при клъстърта IB. При него с моделът е близък с клъстърта EE, с високо налягане над централна Европа и ниско над Атлантическия океан. При клъстерът IB необичайната позиция на ниско налягане над Атлантика, излага Иберийския полуостров на влияние на южни ветрове. Подобни условия могат да бъдат наблюдавани и над Турция. Вече е наблюдавано, че иберийските топлинни вълни имат тенденция да бъ-

дат предизвикани от топла адвекция от тропичния Атлантически океан [R.Garcia-Herrera et al., 2005]. Връзката с източно Средиземно море е по-малко очевидна и може да се дължи на отместване в посока север на затихващата част от циркулациата на Хадли.

2.1.6 Опасни явления свързани с обилен валеж и наводнения

Наводнение е препълване на нормалните граници на воден източник или натрупване на вода в области, които обикновено не са потопени. Наводненията включват речни (флувиални), градски, дъждовни (плувиални), брегови, канални и наводнения предизвикани от преливане на ледникови езера. Основната причина за наводненията е интензивен и/или продължителен валеж, топене на лед/сняг, комбинация от двете, преливане на язовири, локални интензивни бури. Наводненията се повлияват от множество валежни характеристики, като например интензивност, продължителност, количество и фаза (дъжд или сняг). Също така се повлияват и от дренажните условия на басейните, като ниво на водата в реките, наличието на лед и сняг, характер и статус на почвата (замръзнала или не, съдържание и вертикално разпределение на почвената влага), степен и времетраене на топене на сняг/лед, урбанизация, наличие на диги, язовири и резервоари [Field et al., 2012, IPCC]. Наред с крайбрежните области, наводненията могат да бъдат свързани и с бури. Промяната на климата води до промяна на много от факторите влияещи на наводненията, като например валеж, снежна покривка, съдържание на почвена влага, морско ниво, състояние на ледниковите езера, растителност. Инженерни съоръжения като диги и резервоари могат да регулират потока, а използването на сушата също може да повлияе наводненията. Ето защо, оценката на причините и промените в наводненията е комплексна и трудна.

Световните инструментални архиви за наводнения в инструменталните станции имат ограничено пространствено и времево покритие и само ограничен брой станции имат данни за повече от 50 години, а дори още по-малко разполагат с такива данни за период от 100 години. Въпреки

това, този проблем може да бъде отчасти преодолян чрез използването на пре-инструментални данни за наводнения от документални архиви, като в Европа такива са налични за последните 500 години [Field et al., 2012, IPCC], и от геологични индикатори за палео-наводнения. Анализът на пред-инструменталните архиви установява:

(1) степента и честотата на наводненията могат да бъдат чувствителни към умерени промени в атмосферната циркулация, с по-голяма чувствителност при 'редките' наводнения (например наводнение на 50 години и повече), отколкото при по-малките и по-често наводнения (например на 2 години) [Field et al., 2012, IPCC];

(2) може да бъде открита висока междугодишна и междудекадна вариация както в честотата така и в степента на наводненията, въпреки че в повечето случаи се наблюдават циклични и клъстерни наводнения, съдейки по инструменталните наблюдения, исторически [Field et al., 2012, IPCC] и палео сведения за наводнения;

(3) минали данни за наводнения могат да съдържат аналози на необичайно големи наводнения, подобни на тези наблюдавани наскоро. Например, пред-инструменталните данни за наводнения показват, че наводнението от 2002 в Елба не е достигнало най-високите нива записано през 1118 и 1845, въпреки че неговите нива са по-високи от записаните за катастрофалните наводнения през 1432, 1805 и т.н. [Field et al., 2012, IPCC]. Но сегашните достъпни пре-инструментални данни също са ограничени, в частност в пространственото им покритие. Въпреки че промени в амплитудата/честотата могат да бъдат очаквани в региони, където промяната в температурата засяга вида на валежа (т.е. дъжд/сняг), снеготопене или ледена покривка (в частност в северните райони с големи географски ширини и полярните области), повсеместно доказателство за такива промени в наводненията провокирани от промяната в климата не е налично. Много речни системи вече не са в тяхното естествено състояние, което затруднява разграничаването на промените в данните относно речния поток дължащи се на промени в климата от тези дължащи се на човешката регулацията на речните системи. Речното инженерство и използването на сушата променят вероятността за наводнения. Много язовири са конструирани по такъв начин, че да намалят наводненията. В резултат на строежа на

големи язовири има промяна в ландшафта, което оказва влияние върху валежа в района [Field et al., 2012, IPCC]. По-скорошна литература открива влияние на антропогенно предизвиканите промени в климата върху променливите, които влияят върху наводненията, като например хидрологичният цикъл. Той включва средния валеж, обилните валежи и снежната покривка, въпреки че пряка статистическа връзка между антропогенната промяна в климата и промяна в трендовете на амплитудата и честотата на наводненията все още не е добре установена.

Възможните причини за промени в наводненията са обсъдени в последния доклад на IPCC, но причинно следствената връзка между външния форсинг и промените в наводненията не са оценени явно. Рядък пример е изследване, базирано на месечния речен отток, според което антропогенната промяна на климата повлиява (най-вече увеличава) големите наводнения през 20 - ти век, в избраните извънтропични речни басейни по-големи от $20,000 \text{ km}^2$, но то не е потвърдено от други изследвания поради липса на широко разпространени доказателства за такъв тренд. По-скорошна литература отчита влиянието на антропогенно предизвиканата промяна на климата в параметри, които влияят върху наводненията, като аспекти от хидрологичния цикъл, включително валежи, обилни валежи и снежна покривка. Въпреки това, директна статистическа връзка между антропогенната промяна на климата и трендовете в амплитудата и честотата на наводненията все още не е установена [Field et al., 2012, IPCC]. При климати, където сезонното наличие и топене на сняг играят значителна роля в годишния дренаж, хидрологичният режим се повлиява от промените в температурата. При по-топли условия, по-малка част от валежа пада под формата на сняг и топенето на зимните снегове настъпва по-рано през пролетта. В резултат на това, пикът на речния дренаж се отмества към зимата и ранната пролет. Това е наблюдавано в западната част на Съединените щати, Канада и други студени региони, съвместно с по-ранното размразяване на леда в някои арктични реки [Field et al., 2012, IPCC].

Все още липсват изследвания, идентифициращи влияние на антропогенната промяна на климата върху тренда на генерираните в следствие на валеж пикове в речния поток през последните няколко десетилетия.

Причина за това е ограниченият брой на данните относно речния поток. В последното десетилетие са направени единични изследвания които потвърждават хипотезата, че антропогенната промяна на климата може да е увеличила риска от наводнения, предизвикани от обилен валеж в някои речни басейни в Обединеното кралство през есента на 2000 година [*Field et al.*, 2012, IPCC]. Ограниченият брой изследвания не е достатъчен за да покаже, че антропогенната промяна на климата е повлияла амплитудата и честотата на наводненията. Въпреки това, е отчетено, че съществува влияние върху някои компоненти от хидрологичния цикъл, като валежите и снеготопенето, които от своя страна могат да имат влияние върху наводненията. Оценката на причините зад промените в наводненията са комплекси и сложни. Броят на научните трудове, изследващи речните наводнения, особено на регионално и континентално ниво е ограничен. Проекциите на промените в наводненията също не са разгледани обстойно в последния доклад на IPCC. Въпреки това е отбелязано, че е вероятно по-честите обилни валежи над повечето региони, да увеличат риска от наводненията предизвикани в следствие на дъждове. Броят на изучаващите вероятните промени на наводненията изследвания от регионален и континентален мащаб все още са ограничени. Напоследък, се правят изследвания, изучаващи Европа и света, които индикират промяна в честотата и/или амплитудата на наводненията през 21-ви век от голям мащаб, на базата на дневния речен дренаж, изчислен чрез хидрологични модели. Проектирана е значителна промяна в североизточната част на Европа за края на 21-ви век, поради редукция в натрупването на снежна покривка, което води до намаляване на вероятността от наводнения. За други части от света, има индикации за повишаване на риска от наводнения, например в най-влажните мусонни части от Азия, тропична Африка и тропична Южна Америка. Рискът от наводнения е намален за големи региони, като повечето части от Северна Америка [*Field et al.*, 2012, IPCC]. работите дискутиращи проекциите за промените в наводненията от каптажен и речен мащаб също са ограничени.

2.2 Спътникова информация за анализ на водната пара

Динамиката на водната пара е важен елемент в хидрологичния цикъл. Тя е един от водещите фактори при конвекцията и очевидно играе решаваща роля в развитието на облаците и влажността. Съдържанието на водната пара е силно вариращо в зависимост от температурните промени, микро-физичните процеси (като например облакообразуване) и атмосферната циркулация. В тази глава е направен обзор на използването на водна пара, получена от метеорологичните спътници в комбинация с тази получена по метода ГНСС метеорология.

Водната пара в тропосферата може да бъде получена от канала на $6.7 \mu\text{m}$ на Meteosat сателит. Този инструмент измерва топлинното излъчване на водната пара в горната част на тропосферата. Температурата на атмосферата и облаците също влияят на излъчването. Радиацията излъчвана от водната пара ниско в атмосферата ще бъде абсорбирана от водната пара по-високо в атмосферата: водната пара в ниската атмосфера е замаскирана от тази в по-горните слоеве. Геостационарните спътници сканират земята на всеки 30 минути. Изображенията за водната пара (WV) получени от Meteosat се използват широко в синоптичната метеорологична практика като "контролни" наблюдения. Последователност от такива изображения показва движението на атмосферните системи и низходящите движения на по-сухия стратосферен въздух. Meteosat сканира също и във видимия и инфрачервен диапазон (IR). IR диапазон измерва излъчването на атмосферата около $12 \mu\text{m}$ и заедно с WV канал може да бъде използван и през деня и през нощта. Въпреки че $6.7 \mu\text{m}$ всъщност е топлинен инфрачервен канал използването на наименование е канал на водната пара (WV). WV и IR излъчване е яркостна температура (Tb) с мерни единици К. Много ниската IR яркостна температура е индикация за наличието на висока облачност. Високата WV яркостна температура предполага, че до детектора достига излъчване от ниската атмосфера, което се случва само когато горната тропосфера е суха.

Инфрачервените канали на метеорологичните спътници, като геостационарният METEOSAT Second Generation (MSG), позволяват да бъде получена информация за влажността във високата част на атмосферата. Информация за водната пара може да бъде получена над океаните, използвайки микровълнови радиометри (MR) на спътници с полярни орбити (например Special Sensor Microwave Imager (SSM/I), който дава количеството водна пара в стълбове или Atmospheric Microwave Sounding Unit (AMSU), който предоставя профили). Над земната повърхност, обаче, е много трудно да се получи информация за количеството водна пара в ниските слоеве на атмосферата, тъй като излъчването от земната повърхност е високо и силно вариращо, въпреки че са правени опити да бъдат включени ефектите от земната повърхност с цел получаване на профили на влажността [Karbou *et al.*, 2005]. Геостационарните сателити могат да наблюдават тропосферната водна пара в безоблачни зони.

Пълното зенитно закъснение (ZTD) получено чрез глобалните навигационни спътникови системи (ГНСС) съдържа информация за интегрираната водна пара, която може да бъде използвана в числените модели за прогноза на времето (NWP) и за свръхкраткосрочна прогноза на опасни явления. Тези измервания на водната пара с висока времева резолюция могат да имат голямо влияние върху прогнозата на бързо развиващи се синоптични системи. Настоящите измервания на атмосферната водна пара чрез радиосонди не притежава нито времевата нито пространствената резолюция необходима за черпенето на информация относно атмосферни мащаби по-малки от синоптичните. Изображенията от геостационарни сателити предоставят продължителен мониторинг на водната пара, но употребата на тези изображения в числените модели за прогноза на времето далеч не е целенасочена, поради проблеми с оценката на височината на наблюдаваните структури и замърсяване на образа от облаци. Тези наблюдения са много удобни за използване в свръхкраткосрочната прогноза на времето. Ниската стратосферна водна пара е замаскирана от облаците и затова информацията относно водната пара е валидна само в случаи без наличие на облаци. ГНСС може да наблюдава интегрираната водна пара IWV постоянно, независимо от облаците и валежите. *de Haan* конструира

ГНСС IWV карти от ГНСС наблюдения в реално време, чрез използване на двумерна вариационна техника. Тези карти са валидирани чрез радиосондаж и интегрираната водна пара получена от числен модел и ГНСС IWV оценки от независими източници. Той дискутира два случая като показва, че ГНСС метода може да се прилага в свръхкраткосрочна прогноза на гръмотевични бури.

Мрежа от фиксирани приемници от Глобалните навигационни спътникови системи (ГНСС) може да бъде използвана за редовни оценки на интегралната водна пара (IWV). Измерването на водната пара на различни височини е ценно от гледната точка на мониторинг на климата. Тъй като IWV бързо намалява с височината е необходимо преди да се направят карти на хоризонталното разпределение на водната пара, да се направят корекции за височината на различните станции. Възможността за анализ на разпределението водната пара вече е изследвана от *Basili et al.* [2004], който комбинира данни получени от ГНСС и спътника SSM/I за да изготви карти на IWV за Средиземноморието. Количеството на ГНСС IWV, оценено чрез сравнение на числен модел за прогноза на времето (NWP) и наблюдения чрез радиосонди показва точност от 14 mm в ZTD и 2 kg m^{-2} в IWV [*de Haan*]. При обработката на ГНСС сигнали се допуска, че атмосферата през която сигналите се разпространяват е симетрична и близка до стандартната. Последствие от това допускане е, че когато има силен градиент на водната пара на мястото на ГНСС измерването, се наблюдават симетрични грешки от порядъка на 3 mm в ZTD (което е приблизително -0.5 kg m^{-2} в IWV). Времевият анализ на промяната на ГНСС IWV и промяната на водната пара в горната част на тропосферата дава груба оценка на вертикалното разпределението на водната пара.

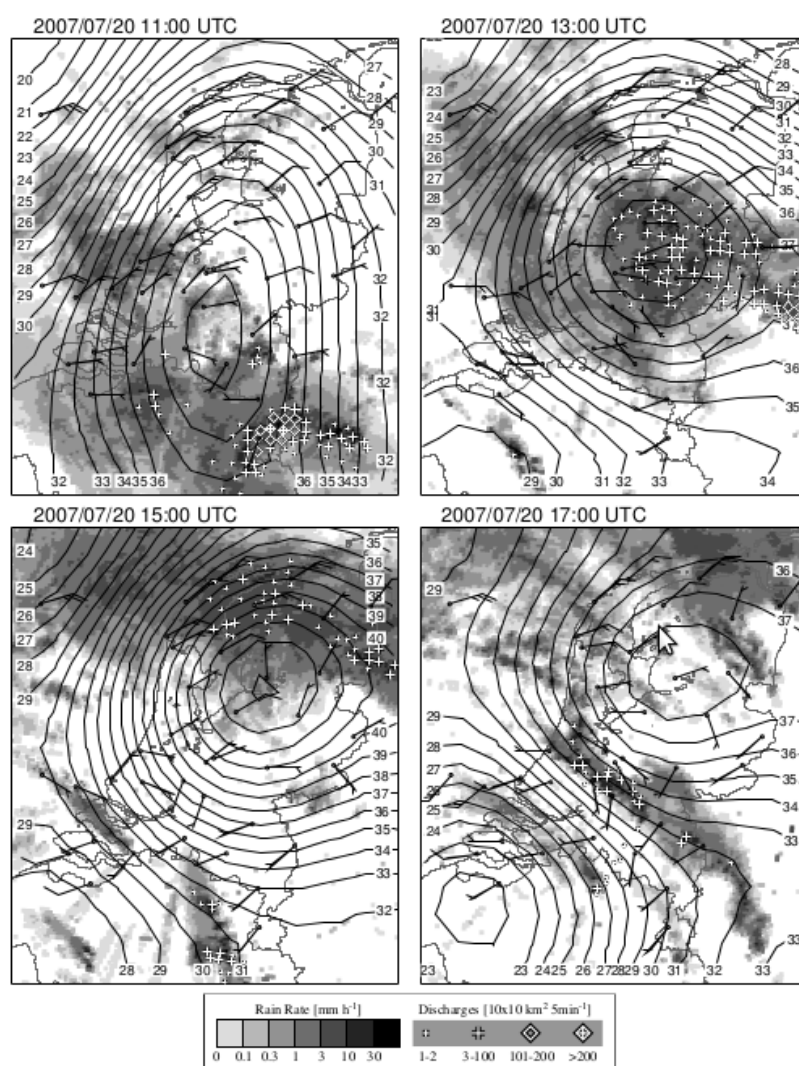
Използването на измерванията IWV чрез наземна глобална навигационна спътникова система (ГНСС) за свръхкраткосрочна прогноза на времето е описана за случая на преминаване на студен фронт през Холандия на 16 и 17 май 2000 [*de Haan*]. Водната пара, получена чрез Meteosat (WV) и измерванията в инфрачервения канал (IR) са обединени с цел анализиране на метеорологичната ситуация. Облачна група от кумулонимбусови облаци Сб предшестваща фронта. ГНСС IWV показва ясен сигнал

при преминаването на Сб-тата над ГНСС-приемниците. След преминаването на фронта има нахлуване на сух въздух. Чрез сравняване на наблюденията на водната пара от Meteosat съгласувани по време и пространство с тези от ГНСС може да се прави груба реконструкция на вертикалното разпределение на водната пара.

Фактът, че ГНСС IWV се получава при всякакви условия и може да бъде измервана с висока времева резолюция благоприятства интерпретацията на разпределението на водната пара по вертикалата заедно с информацията за яркостната температура (T_b) получена чрез Meteosat WV/IR. ГНСС IWV определя тоталното количество водна пара в стълб лежащ над ГНСС приемника, докато WV T_b е свързана с количеството радиация излъчено от слой водна пара с неизвестна дълбочина. Комбинирането на тези два източника на информация дава груба индикация за разпределението на водната пара в този стълб. Още повече времевите промени в ГНСС IWV и WV T_b показват промяната във вертикалното разпределение на WV. Случаят представен от *de Haan* показва, че количеството и времевите промени на водната пара в конвективни системи с Сб облаци могат да бъдат оценени чрез ГНСС, което дава допълнителен поглед върху възможността за развитие на атмосферни процеси свързани с обилен валеж.

de Haan представя два случая на гръмотевични бури в Холандия - на 8 юни 2007 и на 20 юли 2007. Чрез това изследване е илюстрира допълнителната стойност на ГНСС IWV картите в реално време. И двата случая показват, че конвергенцията на влажен въздух съдържа информация за локацията на развиващи се гръмотевични бури. Заключва, че ГНСС IWV картите в реално време конструирани чрез използване на двумерен вариационен модел са с добро качество и могат да бъдат полезни при свръхкраткосрочна прогноза на опасни гръмотевични бури.

На фигура 2.3 е показан единият разгледан от *de Haan* гръмотевичен случай. На нея е илюстрирано съвместното използване на няколко източника: радарна информация, ГНСС IWV, наземни наблюдения и тяхното взаимно допълване при разглеждането на конкретна синоптична



Фигура 2.3: Радарна информация (сива скала), електрически разряд (кръстчета), ГНСС IWV (контури) и наземни наблюдения (вятър) на 20 юли 2007 между 11:00 UTC и 17:00 UTC през 2 часа

ситуация.

Глава 3

Карти разпределението на водната пара

3.1 Пространствена интерполация на полето на водната пара

Morland and Matzler [2007] изработват метод за пространствена интерполация на водната пара до стандартна височина от 500 м. Това е необходимо, тъй като водната пара намалява с височината. За изчисляването на водната пара се използва методът ГНСС метеорология описан в бакалавърската дипломна работа на Цветан Симеонов. Той се основава на това, че микровълновите сигнали, изпратени от констелация от орбитиращи сателити се приемат от ГНСС приемниците. Сигналите закъсняват при преминаването си през атмосферата. Пълното закъснение в посока зенит се нарича пълно зенитно закъснение (ZTD). Част от това закъснение, наречено хидростатично зенитно закъснение (ZHD) се дължи на сухите газове като кислород и азот. Останалата част от закъснението, наречена мокро зенитно закъснение (ZWD) се дължи на водната пара. ZWD може да се пресметне като разликата между ZTD и ZHD както е показано в уравнение (3.1):

$$ZWD = ZTD - ZHD \quad (3.1)$$

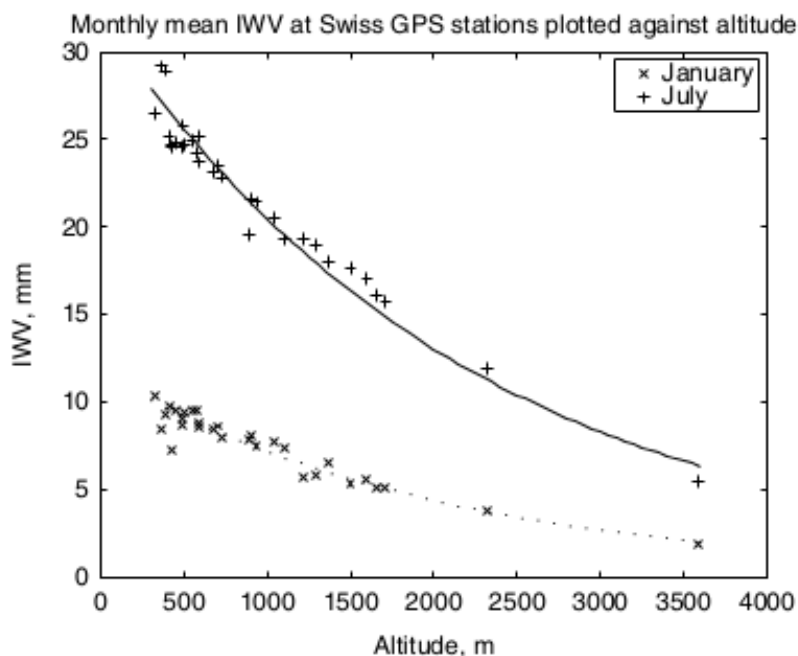
Morland and Matzler [2007] използва швейцарската ГНСС мрежа AGNES (в Швейцария) предоставя ежечасова оценка на ZTD. IWV се изчислява по метода описан от [Bevis et al., 1992] и [Erdarson et al., 1998]. Това включва изчисляване на ZHD от измерванията на приземното налягане с цел да се получи ZWD. ZWD се превръща в IWV, използвайки връзки с приземната температура. Налягането и температурата се получават от най-близката станция от швейцарската метеорологична мрежа (ANETZ). Където има големи разлики между метеорологичната и ГНСС станцията, налягането получено от синоптичната мрежа за наблюдение на швейцарската метеорологична служба се интерполира до височината на ГНСС използвайки хидростатичното уравнение. Точността на интегрираната водна пара (IWV) получена от ГНСС мрежата AGNES се оценява на $\pm 1 \text{ mm}$.

На фигура 3.1 е показана зависимостта на IWV от височината. Представени са средните стойности на IWV за юли и януари за периода 2002-2004 в зависимост от височината на станцията. На фигурата се вижда, че IWV има силна сезонна зависимост. Поради по-високите температури през лятото, стойностите на IWV за юли са значително по-високи от тези за януари на всички височини. Забелязва се още силно намаляване на IWV с височината, което е по-значително за юли, отколкото за януари. За да могат да се видят пространствените промени в IWV, е необходимо да се направи корекция за ефекта на височината. В този случай, IWV са направени за височина от 500 m или 0.5 km, като зависимостта на IWV от височината има експоненциална форма. За привеждане на IWV на височина 0.5 km е използвана формулата:

$$IWV(0.5) = a \times IWV(h_0) \times \exp\left[\frac{h_0 - 0.5}{H}\right] \quad (3.2)$$

, където $IWV(0.5)$ е интегрираната водна пара на височина 0,5 km, $IWV(h_0)$ е на дадена височина h_0 , височината е в km а IWV е в mm (еквивалентно

на $kg.m^{-2}$).



Фигура 3.1: Средномесечни стойности на IWV като функция на височините на станциите за месеците януари и юли. Средномесечните стойности са изчислени от данните получени за периода 2001 - 2004 година

Методът за корекция на височината, разработен от *Morland and Matzler* [2007] е описан в детайлно, тъй като е приложен и за България.

ГНСС данните за IWV за 2004 година са усреднени за 6 часови времеви интервали и връзката между стойностите на IWV в Payerne (0.498 km) и IWV на всички останали височини е моделирана според уравнени е (3.2). За всеки 6 часов набор от данни са получени стойности за a и H . Изчислени са средногодишните, стандартното отклонение, минималните и максималните стойности на коефициентите a и H , на базата на ГНСС наблюденията за 2004, както и съответните средни годишни стойности за r^2 (квадрат на коефициента на корелация) и стандартното отклонение на остатъците. Както се очаква, средната стойност е много близка до 1. Средната годишна стойност на стандартното отклонение на остатъците е

1.5 mm. Средната годишна стойност за r^2 е 0.85 и е по-малко от 0.5 само в 2% от времето. Случаите когато стойността r^2 е ниска се характеризират с голяма пространствена нееднородност на водната пара в следствие на различното местоположение и локалните микрофизични характеристики. В такива ситуации две отделни връзки за височината в северната и южната част на Алпите, както източната и западната част на ГНСС мрежата биха били по-подходящо решение. Но в общия случай 3.2 уравнение е достатъчно за повечето ситуации, като това се доказва от високата средна стойност на r^2 . Съотношението на IWV на Jungfraujoch (3584 m), IWV JUJO, към това в Payerne, IWV PAYE, е свързано с мащаба за височина, H, в километри чрез следната връзка:

$$H = 1.005 + 5.338 \times \left(\frac{IWV_{JUJO}}{IWV_{PAYE}} \right) \quad (3.3)$$

Коефициентът а в уравнение 3.2 е свързан и с градиента север-юг на IWV между Payerne (46.81° N, 6.94° E, 498 m) и Stabio (45.86° N, 8.94° E, 366 m) и изток-запад между Payerne и St. Gallen (47.44° N, 9.34° E, 707 m):

$$a = 0.52 + 0.13 \times \left(\frac{IWV_{STABIO}}{IWV_{PAYE}} \right) + 0.37 \times \left(\frac{IWV_{STGA}}{IWV_{PAYE}} \right) \quad (3.4)$$

Валидността на уравнение 3.2 е потвърдена чрез прилагането на уравнение (3.2) към данните получени в Payerne за 2004 чрез радиосондаж. Мащабът за височина H е изчислен независимо чрез използване на данни от аерологичен сондаж и зависи от отношението на IWV над 3584 m, (IWV (3.584)) към това на IWV в Payerne (IWV(0.492)) последния начин:

$$H = 0.748 + 5.750 \times \left(\frac{IWV(3.584)}{IWV(0.492)} \right) \quad (3.5)$$

Полученият коефициент на корелация от 0.93 между IWV и H за данните получени чрез радиосондаж отразява факта, че радиосондажът

е далеч по-локален от ГНСС наблюденията, които са разпръснати на територията на цяла Швейцария. Средната стойност на a , изчислена чрез радиосондаж е много близка до 1, а средната стойност за H е с около 300 метра по-ниска от тази, изчислена по данни от ГНСС, което може да отразява разликите между вертикалното разпределение на водната пара в Payerne, в низината, и над цялата швейцарска ГНСС мрежа, която включва и Алпите. По-високата стойност на H , получена чрез данните от ГНСС мрежата, предполага, че атмосферата на по-високи нива над Алпите е по-влажна отколкото на същите нива над низините. Поправката за височината е крос-валидирана, като са взети групи от ГНСС локализиращи на различни височини и са използвани уравненията (3.2), (3.3) и (3.4) за да се оцени IWV на ниво 500 m, IWV (0.5), от измерванията направени за периода 2002-2004. За този тест са избрани групи от станции, разположени относително близо една до друга, с по три станции във всяка група. Направено е допускането, че станциите от всяка група са в един и същи климатичен режим и че разликите в IWV (0.5) ще отразят грешки в поправката за височината. За всяка група, разликата в IWV (0.5) е изчислена между най-високата станция и тази, която е най-близо до 500 m. За референтна станция винаги е избрана тази на най-ниска височина от групата. Някои от разликите между различните станции без съмнение се дължат на климатични фактори, а други на грешки в поправката за височината и е трудно да се направи разликата между двете. Като независима проверка за поправката на височината е направено сравнение между данните за IWV получени чрез ГНСС в Payerne (498 m) за периода 2002-2004 и тези получени от радиосондажа направен там. IWV е изчислена за набор от височини между 750 и 3500 m. Коефициентите a и H са оценени според уравнения (3.3) и (3.4), а уравнение (3.2) е преработено по начина показан в уравнение (3.6), където IWV (0.498) е IWV измерена чрез ГНСС в Payerne, h е височината в километри за която е оценена IWV и IWV(h) е оценената IWV за съответната височина h .

$$IWV(h) = a \times IWV(0.498) \times \exp\left[\frac{0.498 - h}{H}\right] \quad (3.6)$$

Като цяло ГНСС е положително отклонение отнесено към радиосондажа с изключение на периода януари-април 2003. Използваната за аерологичен сондаж в Швейцария сонда има сензор за влага въглероден хигристор, който има отслабена чувствителност за относителната влажност при ниски температури. Също така дава завишени стойности на водната пара близо до насищане. Цялостният ефект върху IWV е леко отрицателно отклонение. Но когато в случая на суха тропосфера над ниски стратуси през зимата, отклонението е положителен [Jeannet, 2004]. Положителното отклонение при ГНСС отнесен към аерологичния сондаж най-вероятно се дължи на тенденцията на радиосондата да занижава IWV. За три годишен период, се наблюдава средно отклонение от 0.86 mm между двата метода. Когато ГНСС IWV е по-висока с 0.3 mm през зимата (декември, януари и февруари) и 1.8 mm през лятото (юни, юли и август). Отклонението изразено в проценти за средномесечните стойности на IWV също нараства от 3% през зимата до 8% през лятото. Guerova et al. [2005] забелязват, че отклонението в ГНСС и данните от микровълновия радиометър отнесени към радиосондажа в Pyrene е отрицателен през нощта и положителен през деня. Това се обяснява с ефекта от радиационното нагряване върху сензора на сондата. Тъй като слънчевата радиация е по-силна през лятото отколкото през зимата, не е изненадващо, че се наблюдава по-силно положително отклонение в ГНСС данните по време на летните месеци. Оценките на IWV чрез ГНСС на по-големи височини също показват положително отклонение отнесено към IWV измерена чрез аерологичен сондаж, което следва същия модел като приземното отклонение. ГНСС отклонението на по-големи височини е с 0.2 до 0.4 mm по-високо отколкото това на 500 m. Като цяло, поправката за височина леко завишава IWV отклонението на по-високите нива. Това е очакван резултат имайки предвид разликите в мащаба за височина. Оценката на мащаба за височина на водната пара чрез ГНСС (включително Алпите) в общия случай е по-висока отколкото тази получена чрез аерологичен сондаж. Това води до допълнително мокро отклонение към оценката на ГНСС IWV на по-високи нива, сравнено с измерванията направени със сонда.

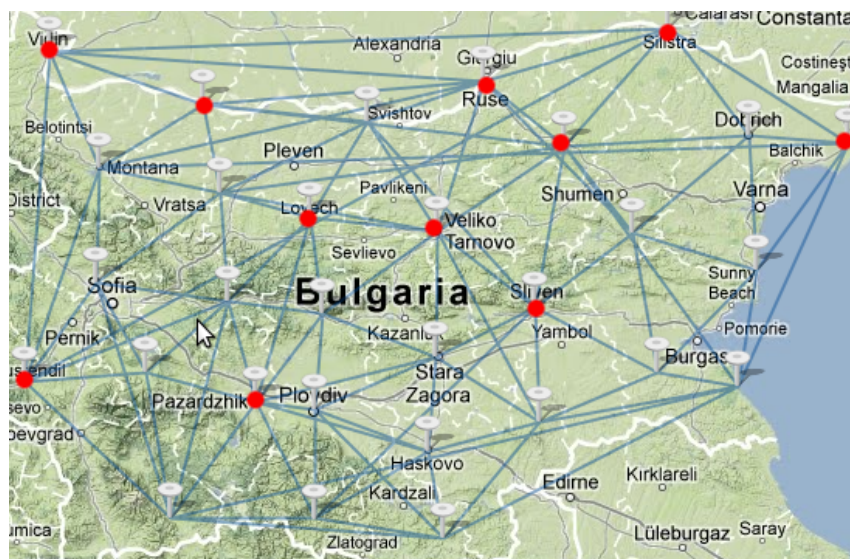
3.2 Карти на IWV за България

"Зенит-Гео"ЕООД е създадена през 1992 г. със сфера на дейност - геодезическо проучване и проектиране[web, a]. Компанията има собствена мрежа от 30 перманентни референтни GNSS станции. За разработване на двумерни карти на хоризонталното разпределение на IWV е използвана наземната ГНСС мрежа на Зенит-Гео. Тя осигурява пълно покритие на територията на страната като приема и обработва сигналите от американската спътникова система GPS (Global Positioning system) и от руския ѝ еквивалент ГЛОНАСС (Глобальная Навигационная Спутниковая Система). Съответните станции, заедно с географските им координати и височини са дадени в таблица 3.1. На фигура 3.2 е показано географското разположение на станциите от ГНСС мрежата на Зенит-Гео.

№	Станция	Височина [m]	Дължина [°]	Ширина [°]
1	Тополовград	319.5	26.34	42.08
2	Средец	43.4	27.18	42.35
3*	Шабла	36.6	28.53	43.54
4	Крумовград	230.2	25.65	41.47
5	Бяла	103.5	27.89	42.88
6*	Оряхово	131.9	23.96	43.74
7	Смолян	945	24.71	41.58
8	Приморско	32.3	27.75	42.27
9	Гоце Делчев	564.1	23.73	41.57
10*	Кюстендил	542	22.69	42.28
11	Добрич	236.6	27.83	43.57
12	Златица	693.4	24.14	42.71
13	Самоков	957.4	23.56	42.34
14	Карлово	447.4	24.81	42.64
15	Смядово	105.5	27.01	43.06
16	Костинброд	554.1	23.2	42.81
17	Червен бряг	133.8	24.08	43.28
18	Монтана	167.3	23.23	43.41
19*	Видин	57.8	22.88	43.98

20*	Сливен	282.4	26.31	42.68
21	Стара загора	233.2	25.63	42.43
22*	Силистра	37.2	27.26	44.12
23	Хасково	197.2	25.55	41.93
24*	Ловеч	191.5	24.72	43.14
25*	Разград	217.3	26.52	43.53
26*	Русе	61.5	25.95	43.85
27*	Велико Търново	214.6	25.63	43.08
28	Белене	43.5	25.12	43.65
29	Пловдив	195.5	24.75	42.15
30*	Пазарджик	221.5	24.33	42.19

Таблица 3.1: Географска ширина, дължина и височина на ГНСС станции-те. Със звезда са отбелязани станциите, които са използвани в анализите направени в дипломната работа.

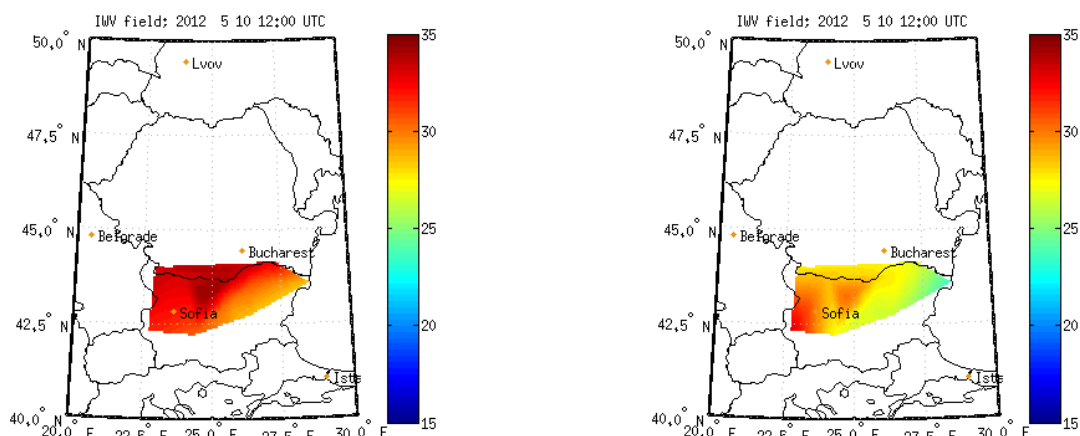


Фигура 3.2: Географско разположение на ГНСС станциите от мрежата на Зенит-Гео. С червена точка са означени ГНСС станциите, използвани в дипломната работа.

От ноември 2011 фирма Зенит-Гео предоставя на катедра "Метеорология и геофизика" измервания на пълното зенитно закъснение за всич-

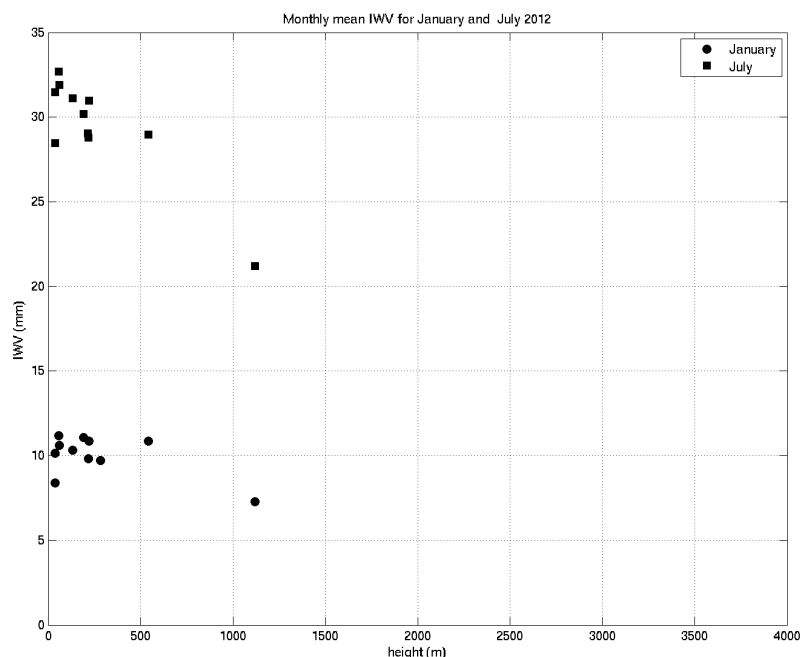
ки станции. Времева резолуция на данните е 5 минути. Пълното зенитно закъснение се записва в Архива за атмосферни наблюдения на СУ "Св. Климент Охридски" (АСУ). По метода ГНСС метеорология се изчислява IWV за 11 станции на Зенит-Гео. Те са разпределени по надморски височини както следва: 4 под 100 m, 2 между 100 m и 200 m, 4 между 200 и 500 m и 1 над 500 m.

На фигура 3.3 са представени карти на полето на хоризонталното разпределение на водната пара за България. На левия панел е картата без корекция за височината, а на десния след привеждане към височина 500 m. Забелязва се, че стойността на интегрираната водна пара на фигурата, на която всички станции са приведени на височина 500 m е по-ниска при по-високите станции в сравнение с фигурата, на която поправката не е направена. Това се дължи именно на факта, че количеството IWV намалява с височината.



Фигура 3.3: На левия панел на фигурата е представено полето на хоризонталното разпределение на IWV на 10 май 2012, в 12 UTC без поправка за височината. На десния - след направената корекция за височина.

Подобно на [Morland and Matzler, 2007] е представена зависимостта на средномесечните стойности на IWV за обработените ГНСС станции от мрежата на Зенит-Гео на територията на България, в зависимост от височините на станциите за месеците януари и юли за 2012 година. Допълнително е включена и станция София, поради факта, че се намира на



Фигура 3.4: Средномесечни стойности на IWV мрежата на Зенит-Гео на територията на България, в зависимост от височините на станциите за месеците януари и юли 2012.

по-голяма височина - 1119.5 m. На фигура 3.4 се вижда, че летните стойности са по-големи от зимните. Има голям разброс при станциите, които са на височина 0 - 500 m. Използван е същият мащаб за височина Н, както при *Morland and Matzler* [2007]. Получените средномесечни стойности на IWV са малко по-високи, отколкото при *Morland and Matzler* [2007]. На височина 1200 m зимните стойности са от порядъка на 7.3 mm сравнено с 7 mm, получени при *Morland and Matzler* [2007] и съответно 19 mm и 21 mm. Стойността на IWV от станция Кюстендил (542 m) е по-висока сравнено с IWV за станции на сравнима височина в Швейцария. Съответно 10.5 mm за зимния период (януари) сравнено с 9 mm получени от *Morland and Matzler* [2007]) и 29 mm за летния период (юли) сравнено с 24 mm получени от *Morland and Matzler* [2007]). Целта на направеното сравнение е да се провери доколко методът е приложим за България. Въпреки че обработените данни са за период само от една година и станциите са по-малко на брой, се вижда, че поведението на водната пара е близко. За получаване

на височинна корекция за България е необходимо да бъдат обработени и останалите станции от мрежата на Зенит-Гео, като с особено значение са станциите Златица и Самоков които се намират на височини 693.4 m и 957.4 m съответно. Затова обект на бъдеща работата е използване на моделни данни за обработка на цялата мрежа на Зенит-Гео.

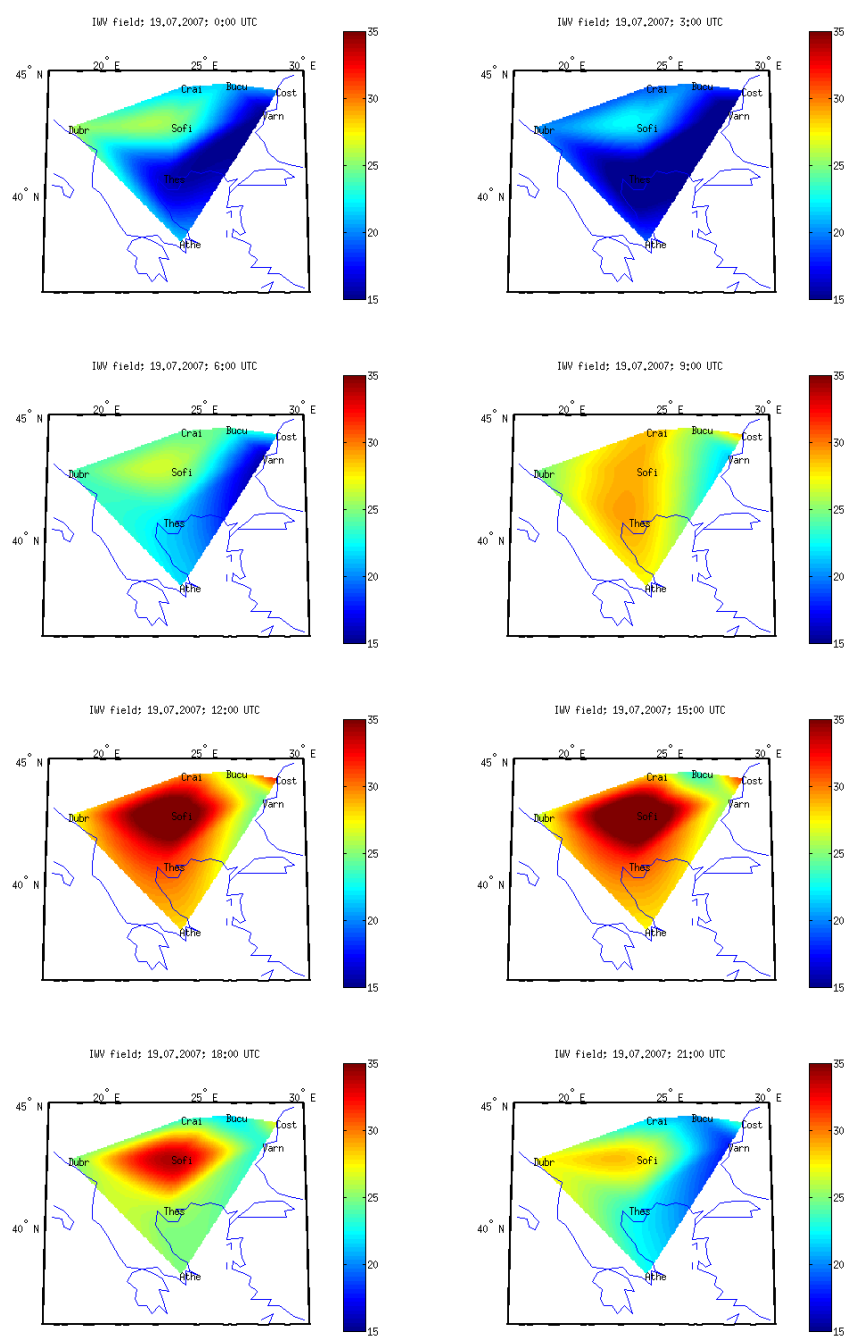
Глава 4

Резултати

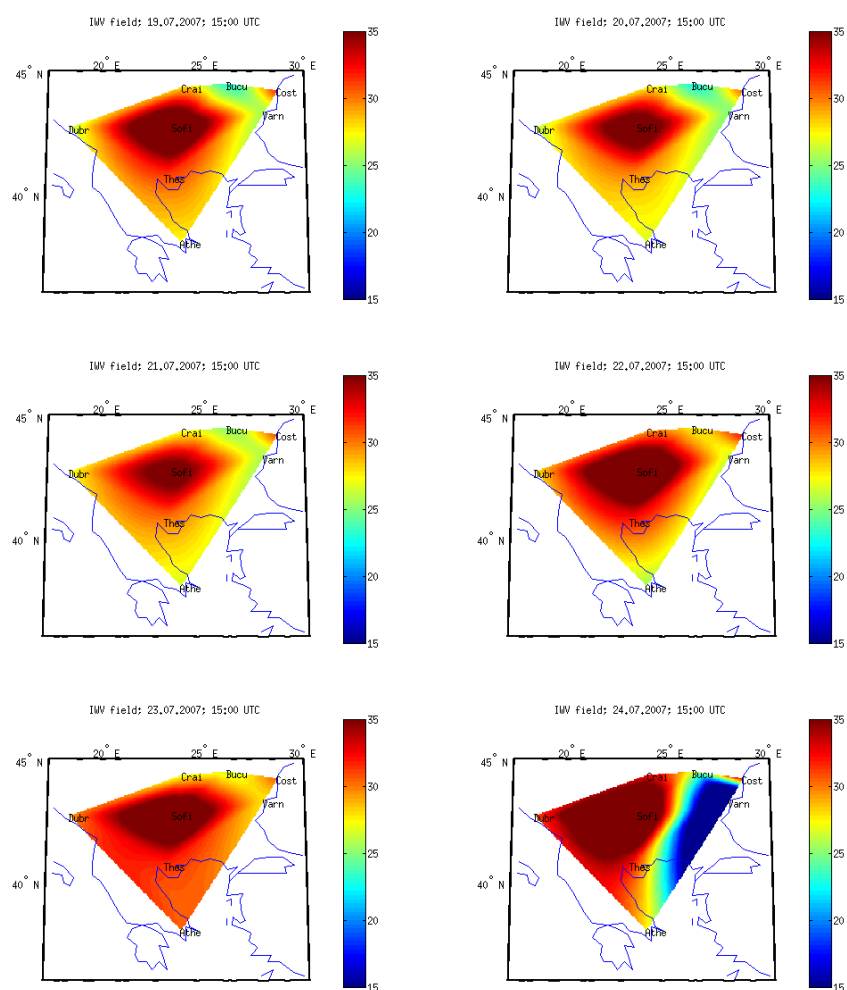
4.1 Топлинна вълна на Балканския полуостров 19-25 юли 2007

Направени са двумерни карти на хоризонталното разпределение на интегралната водната пара за периода 19-25 юли 2007 по време на топлинната вълна. Обработени са осем станции на територията на Югоизточна Европа - София, Варна, Крайова, Букурещ, Констанца, Дубровник, Тесалоники и Атина. Корекцията за височина е направена по метода на *Morland and Matzler* [2007], описан в глава 3. В резултат на направената корекция количеството интегрална водна пара над по-високите станции (например София) се повишава спрямо това над по-ниските. Забелязва се, че в континенталната част количеството интегрална водна пара е по-високо отколкото това в крайморските станции през цялото денонощие. Максимумът на интегралната водна пара за целия период на топлинната вълна е в 15:00 UTC, а минимумът е в 03:00 UTC. *Simeonov et al.* [2013] изследват допълнително и денонощния ход на температурата. Прави се извод, че при морските станции Констанца, Варна, Дубровник и Атина - максимумът на водната пара отново е в 15:00 UTC, което съвпада с пика на бризовата циркулация. Избран е един ден от периода 19-25 юли 2007 (19 юли) и за него са представени картите на хоризонталното разпределение

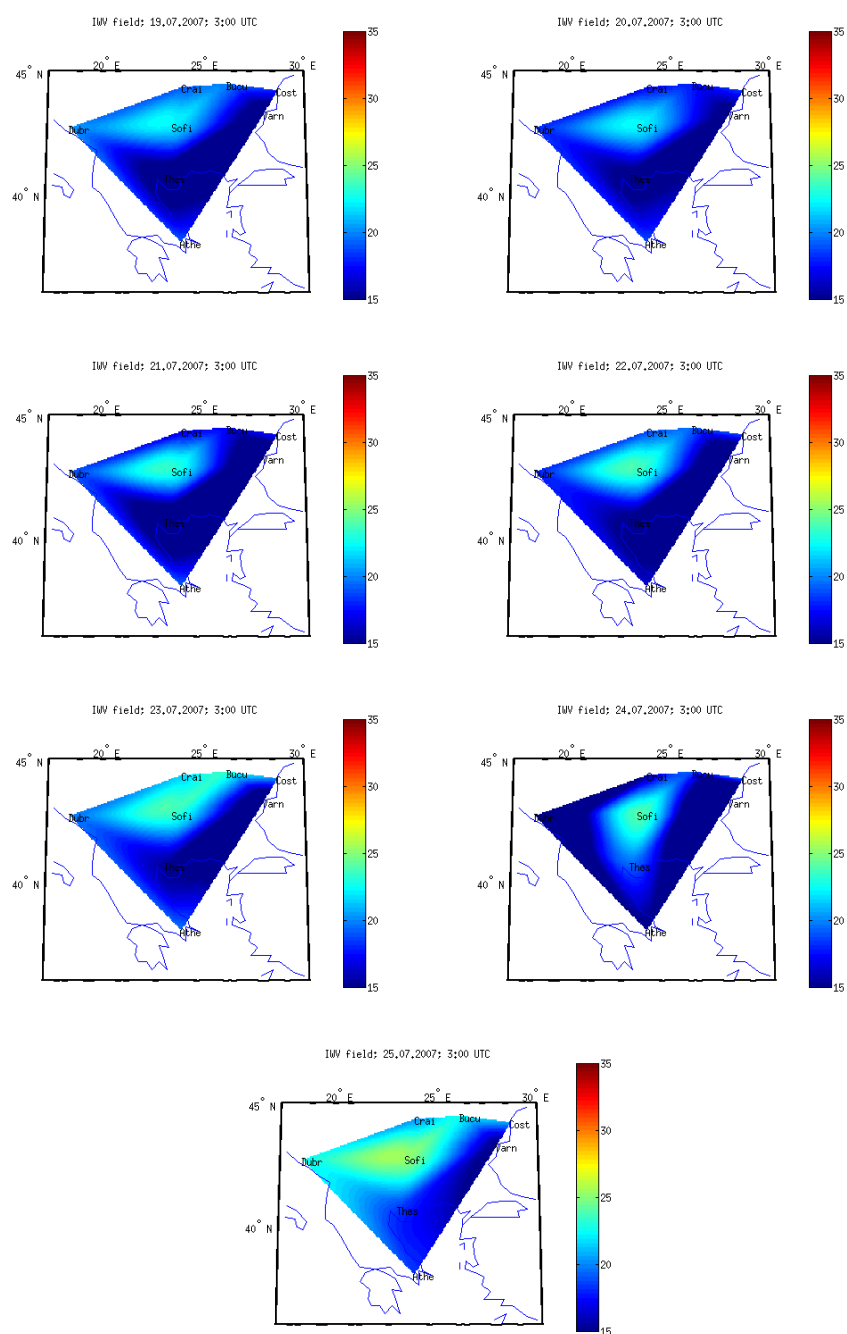
на интегралната водна пара. Представени са и фигури с максимумите и минимумите на водната пара, съответно в 15:00 UTC и 03:00 UTC за целия период на топлинната вълна: 19-25 юли 2007.



Фигура 4.1: Двумерно хоризонтално разпределение на водната пара по време на топлинната вълна през 3 часа за 19 юли 2007



Фигура 4.2: Двумерно хоризонтално разпределение на водната пара по време на топлинната вълна през 19-25 юли 2007 в 15:00 UTC. Поради липса на данни не е представена карта на разпределението на IWV за 25 юли 2007



Фигура 4.3: Двумерно хоризонтално разпределение на водната пара по време на топлинната вълна през 19-25 юли 2007 в 3:00 UTC

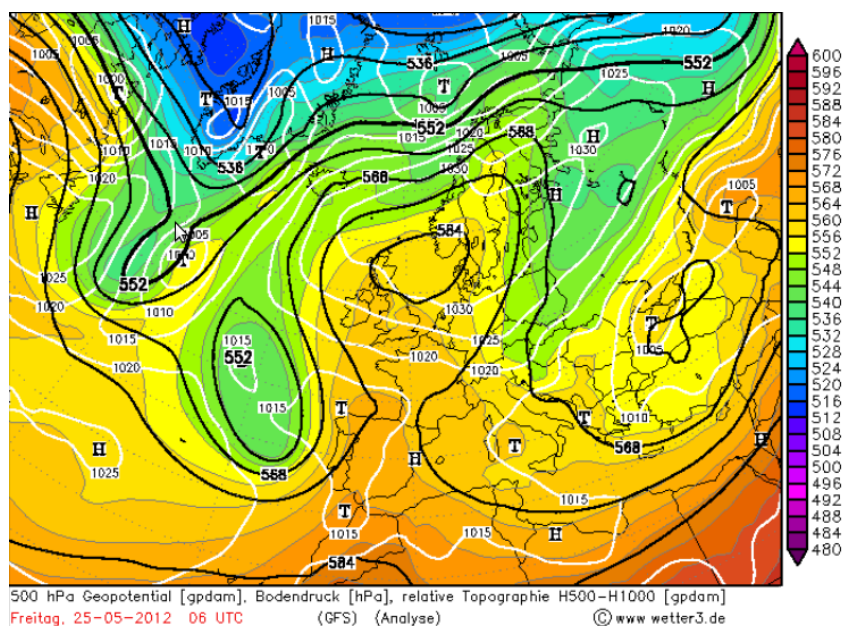
4.2 Анализ на валежни обстановки за България

4.2.1 Фронтален процес - 25 май 2012

В периода 22-29 май над България се създава продължителна валежна обстановка. В циклонално барично поле, през Балканския полуостров, преминават поредица от вихри. В цялата страна има валежи и гръмотевични бури, и е сравнително хладно с максимални температури около и под 20 ° С. Валежите на много места са значителни. В частност, на 24-25 май, във висока долина на 500 hPa и приземно циклонално поле (фигура 4.4) през страната преминава студен атмосферен фронт, свързан с циклонален център над Азовско море и друг, на следващия ден, преминаващ през Гърция (фигура 4.5). На фигура 4.6 се вижда наличие на висока относителна влажност на 700 hPa което е от съществено значение за реализацията на студения фронт като валежи.

Като цяло периодът се характеризира с циклонално поле в Средиземноморието, чести преваливания в резултат на лабилизиране на въздушната маса или преминаване на фронтални системи, изразени в различна степен.

Анализът на фигура 4.7 показва максимум на водната пара (30 mm) за района на София между 06:00 UTC и 12:00 UTC на 25 май 2012. Този максимум предшества преминаването на студен атмосферен фронт. Насътвяването на студената въздушна маса се вижда в 15:00 UTC и обхваща първо северна България. Стойностите на водната пара намаляват до 25 mm. Полето на водната пара може да се използва за индикация на насътвяващият фронт. Високото количество водна пара между 06:00 UTC и 12:00 UTC също може да бъде индикация за валеж, какъвто е наблюдаван в описания случай. Този случай показва предимството на ГНСС метода за изследване на развитието на валежната метеорологична обстановка, тъй като той не се влияе от "замърсяване поради наличие на облачност. Друг положителен аспект на картите, получени с ГНСС метода е възможност-

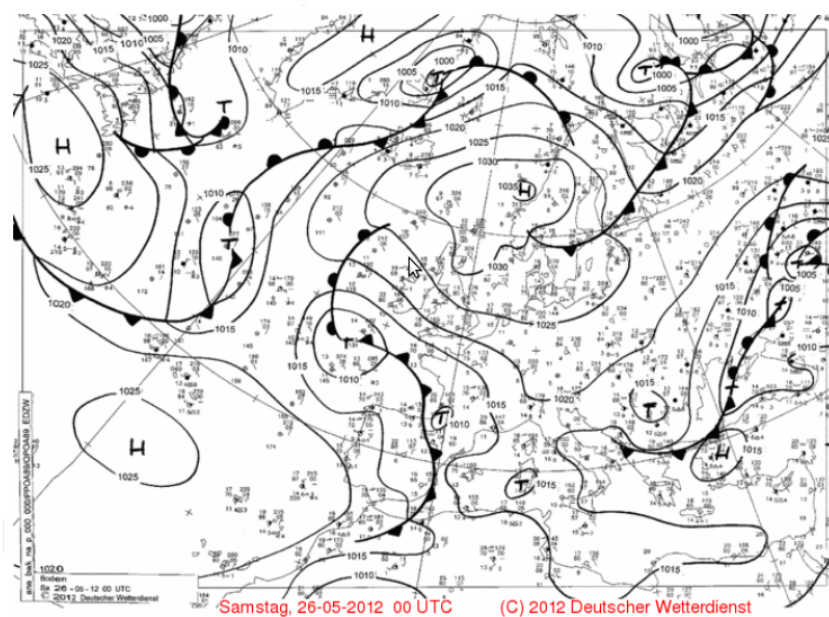


Фигура 4.4: Карта на геопотенциал на 500 hPa, приземно поле на налягането и относителна топография на нива 500 - 1000 hPa 25 май 2012 в 06:00UTC.

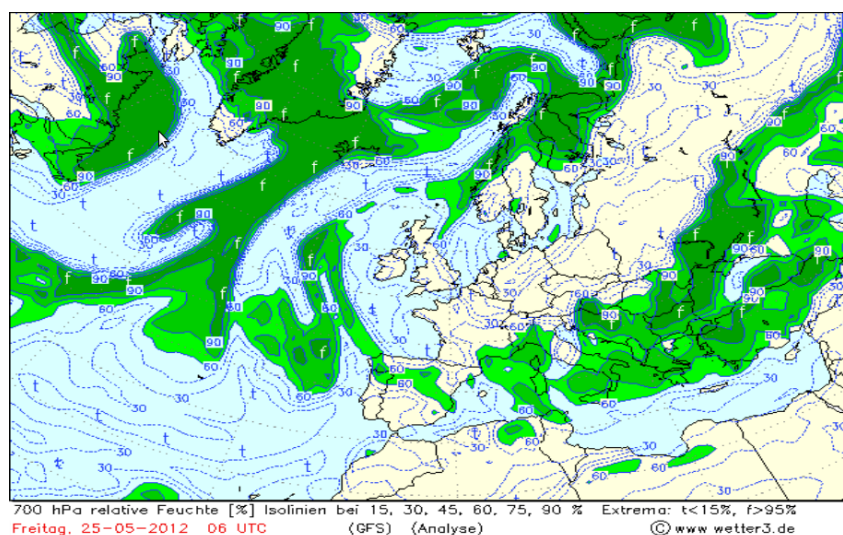
та за висока пространствена и времева резолюция. Такива карти могат да бъдат получени на всеки 15 минути.

4.2.2 Вътрешномасов процес - 27 юни 2012

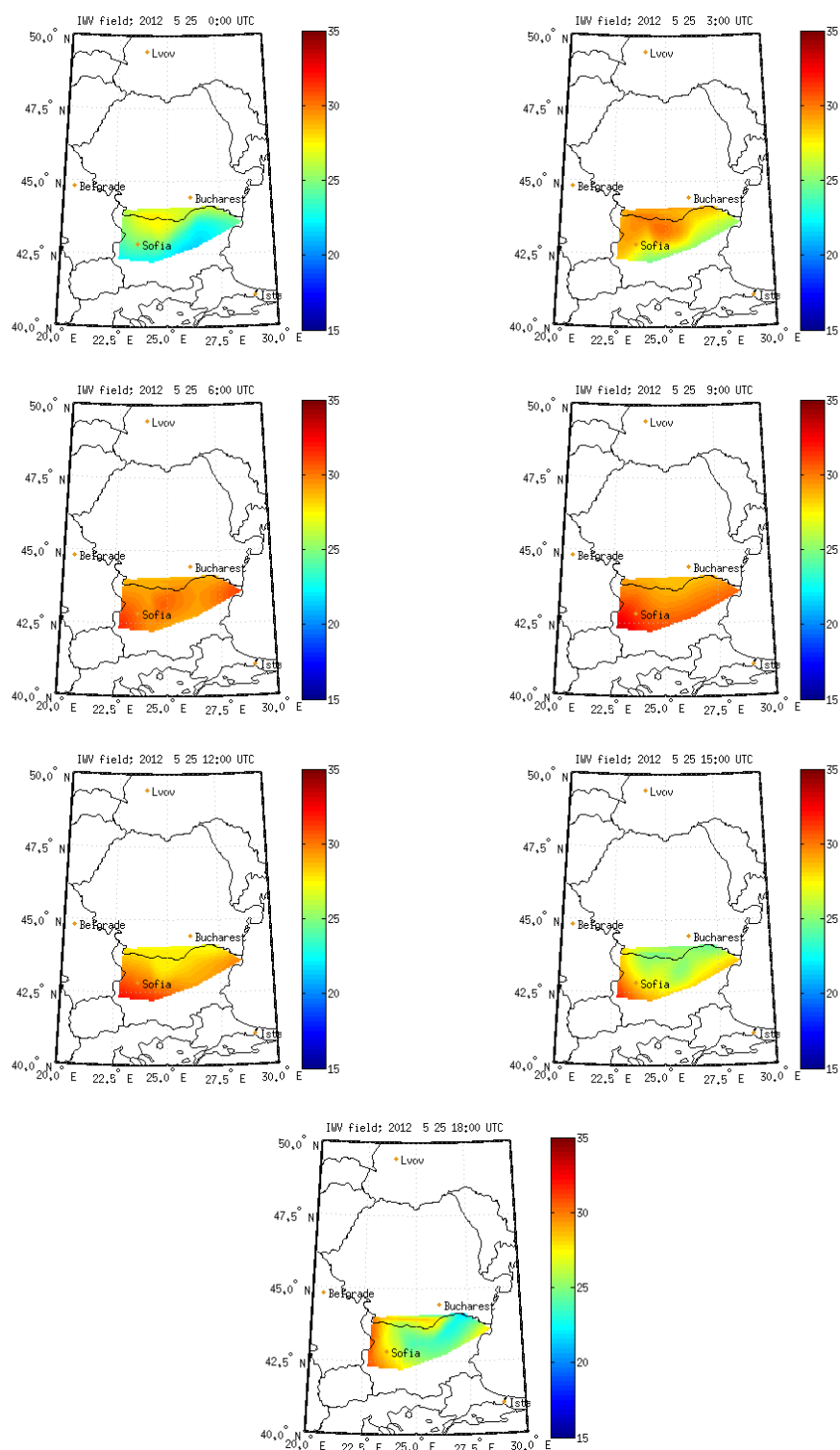
В периода 24-27 юни въздушната маса над страната е неустойчива. Времето е динамично, променливо, с развитие на купесто-дъждовна облачност, преобладаваща с различен обхват и интензивност. Преминаващите атмосферни фронтове водят и до понижение на температурите. На 26 юни през страната преминава студен атмосферен фронт, който понижава температурите на 850 hPa (фигури 4.10 и 4.11) от около 18° C на 26 юни 2012 в 00 UTC до около 10° C на 27 юни 2012 в 06 UTC. Значителният температурен градиент във височина говори за добрата изразеност на преминалият приземен студен фронт, който понижава максималните температури с 5-6° C.



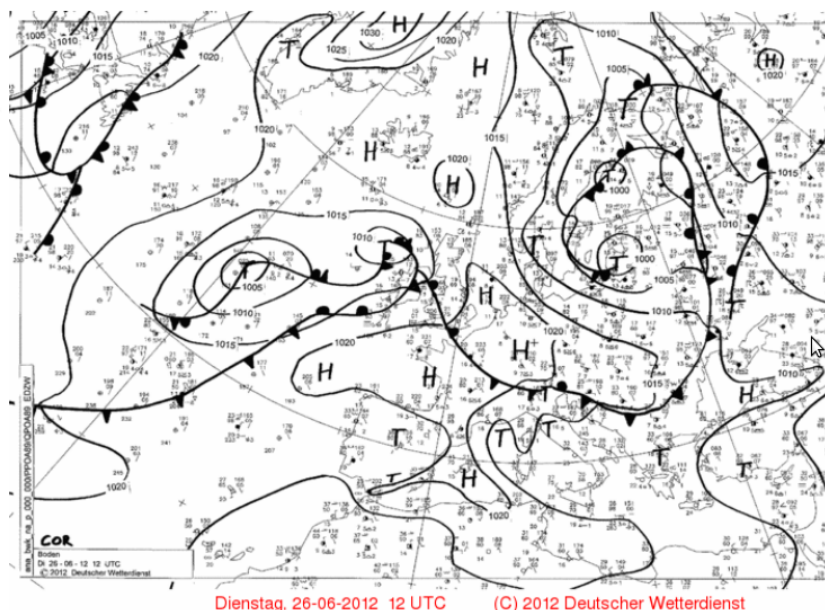
Фигура 4.5: Приземна карта на налягането и фронтални системи над Европа на 26 май 2012 в 00:00UTC. Със символа Т е означен център на ниско налягане, а с Н на високо.



Фигура 4.6: Карта на относителната влажност на ниво 700 hPa на 25 май 2012 в 06:00UTC.



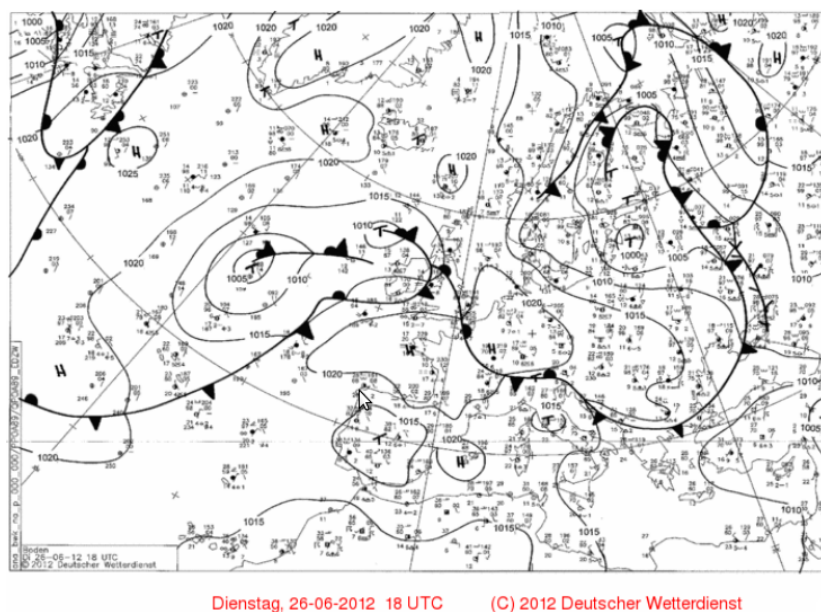
Фигура 4.7: Карти на двумерното хоризонтално разпределение на интегрираната водна пара за 25 май 2012 през 3 часа. Поради липса на данни карта за 25 май 2012 в 21:00 UTC не е представена.



Фигура 4.8: Приземна карта на налягането и фронтални системи над Европа на 26 юни 2012 в 12:00 UTC.

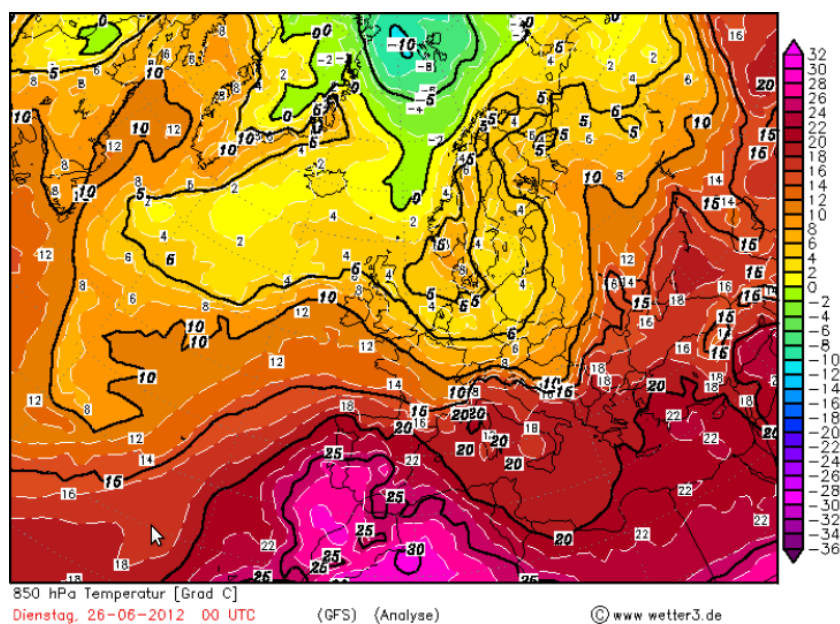
След преминаването на фронта (фигури 4.8 и 4.9), на 500 hPa (фигура 4.12) страната ни остава във висока долина, свързана с циклон, чийто център е далече на север от Скандинавския полуостров. От северозапад в приземното поле на Балканите израства гребен, но въздушната маса над България остава нестабилна, поради запазващото се циклонално поле във височина (на 500 hPa). На 700 hPa (фигура 4.13) относителната влажност е значителна.

Затоплянето във високите слоеве (200 hPa, на фигури 4.14 и 4.15) също допринася за развитието на конвекция – в тази част се настанява потопъл въздух, а по-студеният се спуска в по-ниските части на атмосферата. Това води до условия, при които конвективната облачност се развива на големи височини, достига динамичната тропопауза и като резултат се наблюдават опасни метеорологични явления като интензивни и значителни валежи, придружени с гръмотевична дейност и в град Калиакра валеж от 74 l.m^{-2} .



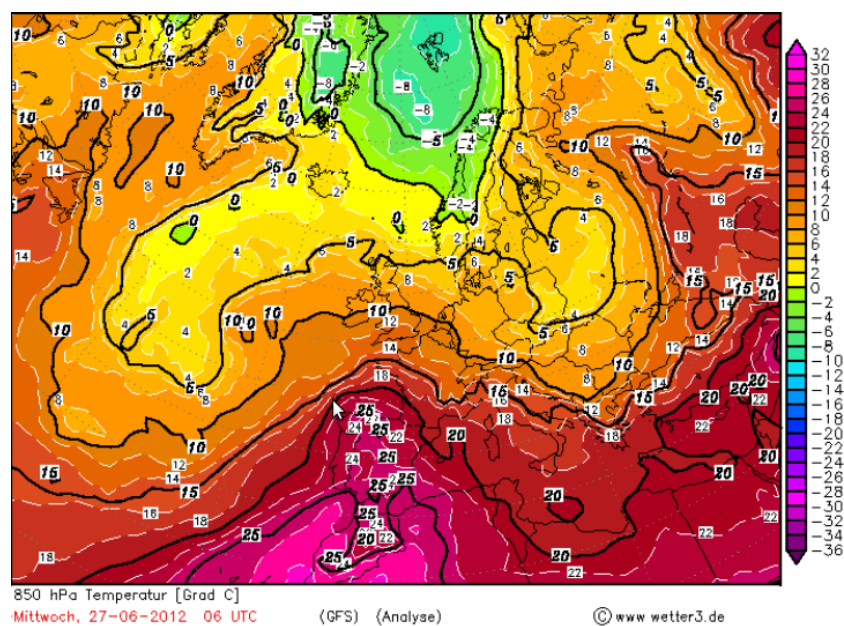
Фигура 4.9: Приземна карта на налягането и фронтални системи над Европа на 26 юни 2012 в 18:00 UTC.

Представени са карти на хоризонталното разпределение на IWV за 26 юни 2012. Фигурите са направени за период, обхващащ цялото денонощие, през 3 часа.

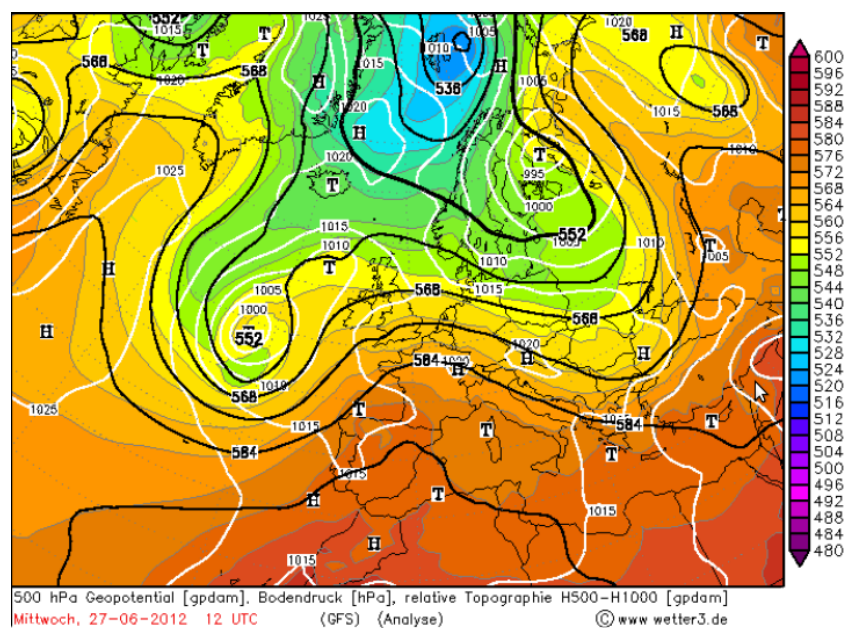


Фигура 4.10: Карта на температурното поле на ниво 850 hPa на 26 юни 2012 00:00 UTC.

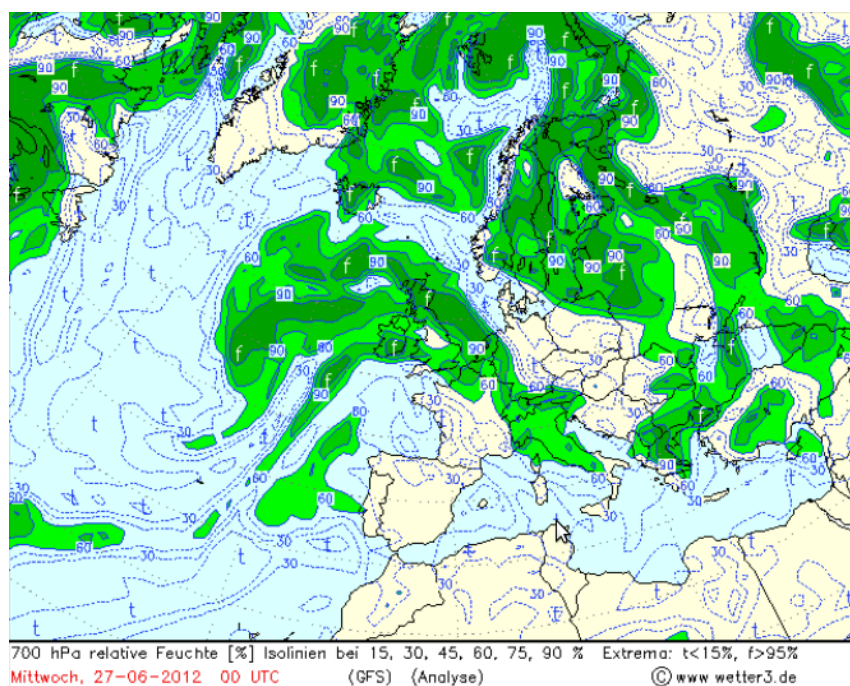
На фигура 4.17 са представени карти на пространственото разпределение на водната пара получена по метода ГНСС метеорология (ляв панел) и от канала на водната пара $6.7 \mu\text{m}$ на Meteosat (десен панел). Трябва да се отбележи, че на ГНСС картите максимумът е представен в червен цвят, а минимумът в син. На картите от Meteosat цветовата скала е обратно. И чрез двата метода се вижда градиентът на водната пара - на юг количеството ѝ е двойно по-голямо отколкото на север. За да бъде проследен по-ясно този процес, на фигура 4.16 е представено и разпределението на водната пара и за предишния ден - 26 юни 2012. Добре се проследява нахлуването на студен сух въздух. Стара планина играе ролята на препятствие, което забавя навлизането на студената въздушна маса - тя преминава първо над Дунавската равнина и след това се настанява над територията на България.



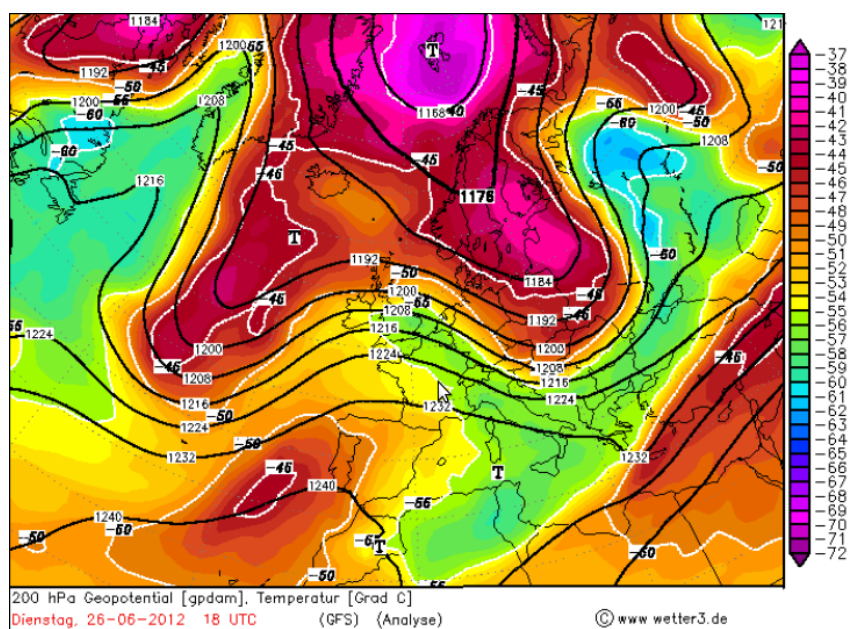
Фигура 4.11: Карта на температурното поле на ниво 850 hPa на 27 юни 2012 06:00 UTC.



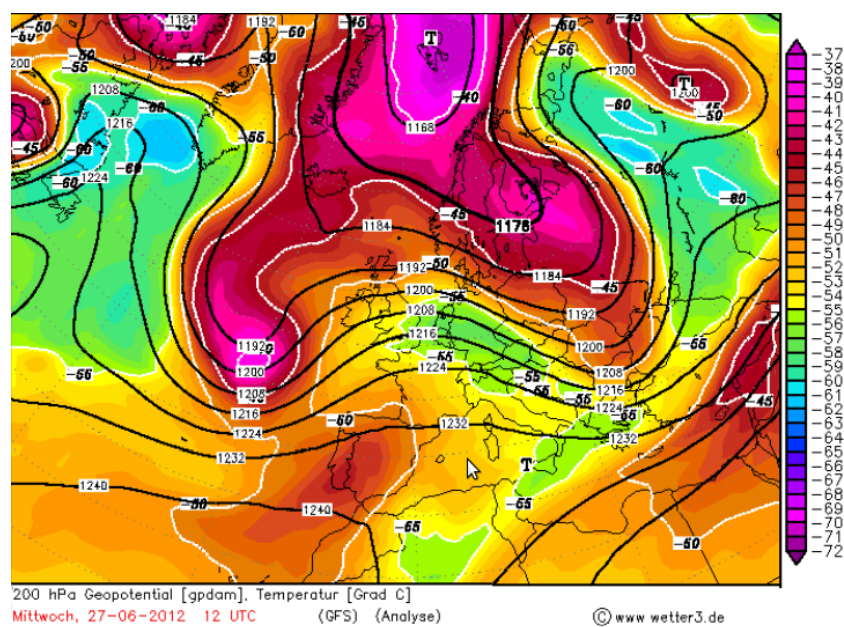
Фигура 4.12: Карта на температурното поле на ниво 850 hPa на 27 юни 2012 в 12:00 UTC.



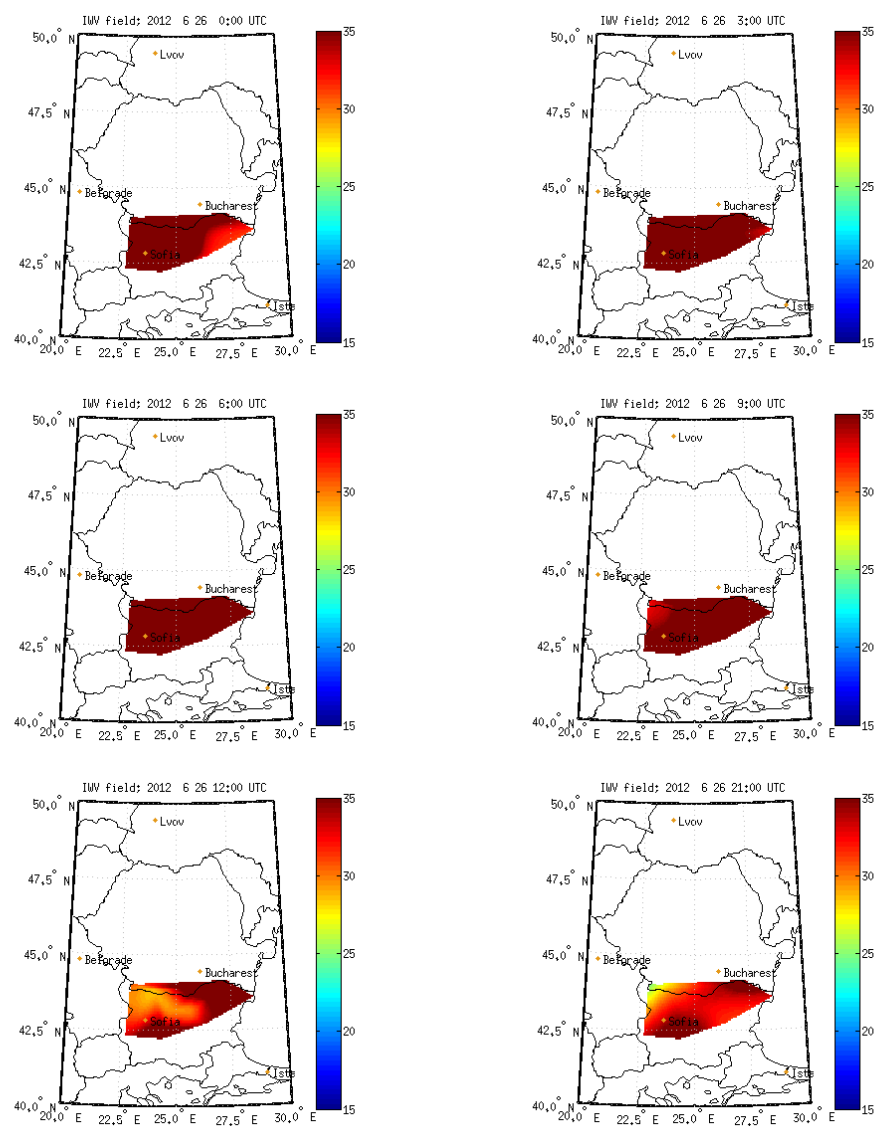
Фигура 4.13: Карта на относителната влажност на ниво 700 hPa на 27 юни 2012 в 12:00 UTC.



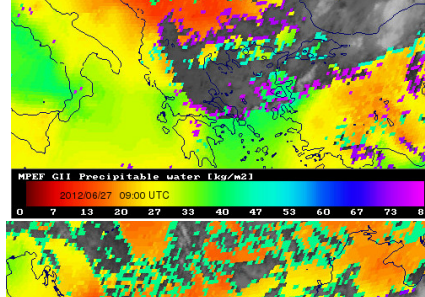
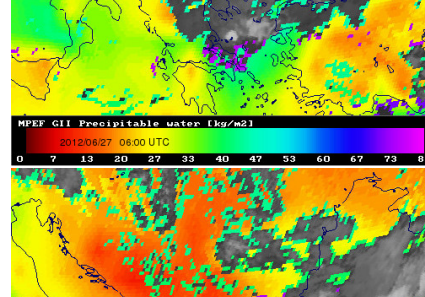
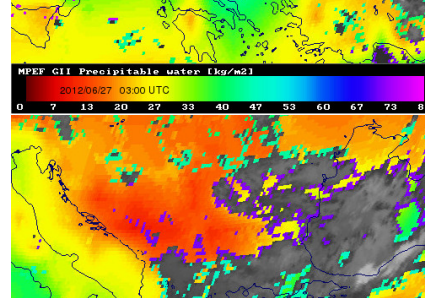
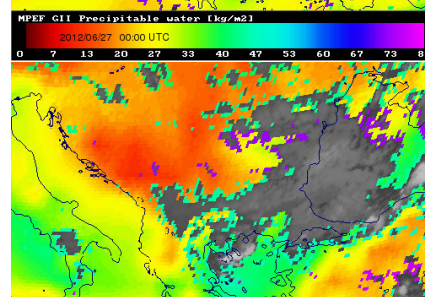
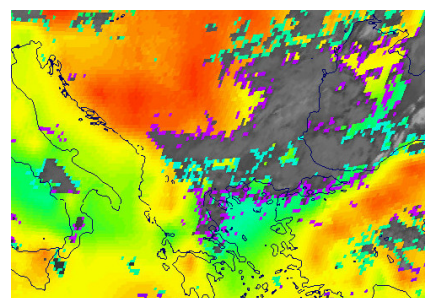
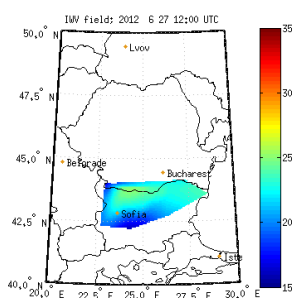
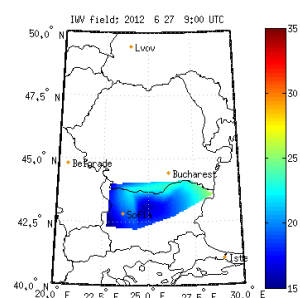
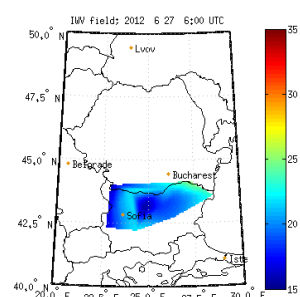
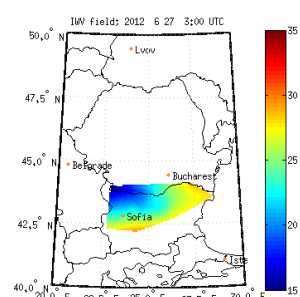
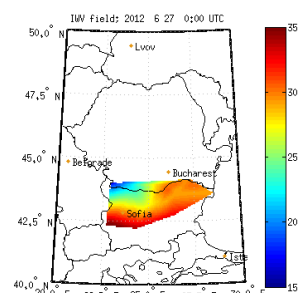
Фигура 4.14: Карта на абсолютната топография на ниво 200 hPa на 26 юни 2012 в 18:00 UTC.

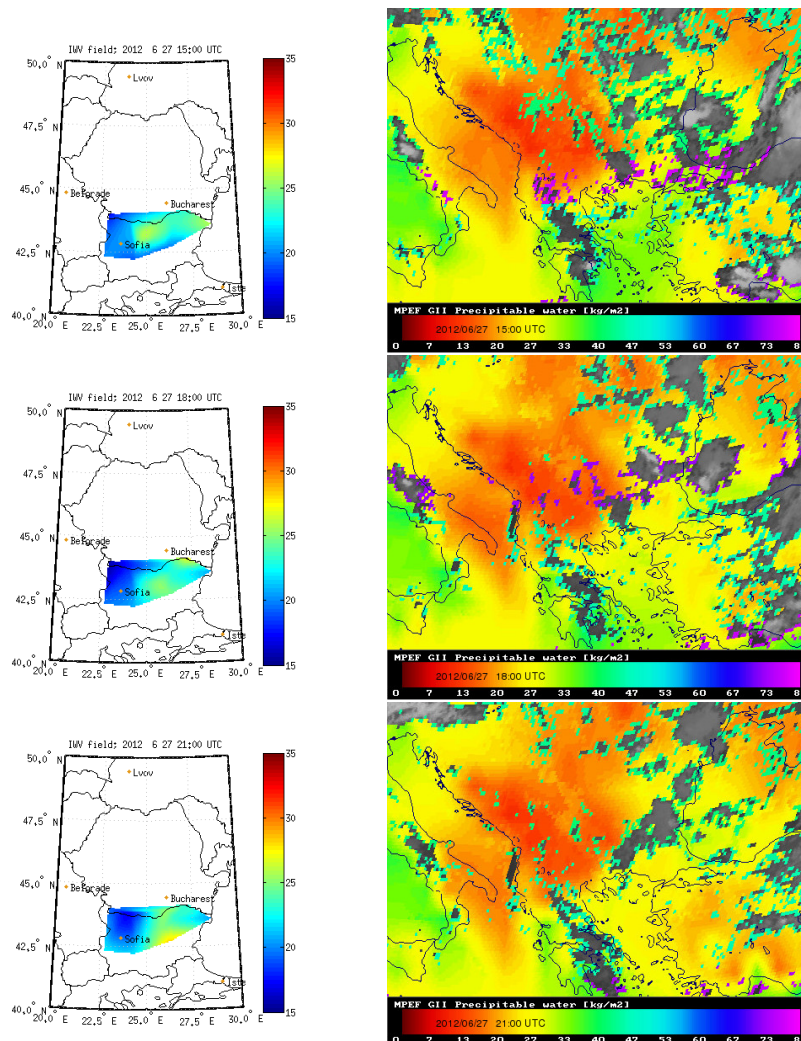


Фигура 4.15: Карта на абсолютната топография на ниво 200 hPa на 27 юни 2012 в 12:00 UTC.



Фигура 4.16: Карти на двумерното хоризонтално разпределение на интегрираната водна пара за 26 юни 2012 през 3 часа. Поради липса на данни карти за 26 юни 2012 в 15:00 UTC и 18:00 UTC не са представени.





Фигура 4.17: Двумерно хоризонтално разпределение на водната пара за 27 юни 2012, получена чрез ГНСС метеорология (ляв панел) и спътникови изображение (десен панел).

Глава 5

Заклучение

Опасните метеорологични явления са обект на научен интерес, тъй като с настъпващите климатични промени се очаква да се наблюдават все по-често.

В тази дипломна работа за пръв път е използван методът на Морланд за изготвяне на двумерни карти на хоризонталното разпределение на водната пара в България.

Разгледана е топлинната вълна от 2007-ма година и два случая на обилен валеж: фронтален на 25 май и вътрешномасов процес на 27 юни 2012. За топлинната вълна са изготвени карти за целия период: 19-25 юли 2007 на територията на Балканския полуостров като са използвани 8 станции разположени в този регион. Двата случая на обилен валеж са над България и за тяхното изследване са използвани 11 станции от мрежата на Зенит-Гео. Разгледана е и възможността интегрираната водна пара получена от ГНСС да бъде съчетана с използването на информация от спътници.

Резултатите показват, че денонощният ход на водната пара е добре представен на двумерните карти на хоризонталното разпределение на водната пара по време на топлинната вълна. При анализа на фронтална валежна обстановка на 25 май 2012 г. от двумерните карти се вижда, че максимумът на водната пара за района на София е между 06:00 UTC и 12:00 UTC. Този максимум предшества нахлуването на студен атмосферен фронт, който в 18:00 UTC се настанява над южна България. Анализът на втората

валежна обстановка е направен чрез съвместно използване на карти на двумерното разпределение на водната пара, получено чрез метода ГНСС метеорология и спътникова информация от канала на водната пара на Meteosat. Установено е наличие на добре изразен градиент север - юг на Балканския полуостров. ГНСС методът дава възможност да се проследи нахлуването на студена, суха въздушна маса над България, докато в спътниковите карти това не е възможно, поради наличието на облачна покривка. Тези първи резултати показват, че разработените карти са нов източник на информация, с потенциал за използване в оперативната прогноза на времето, който ще бъде обект на бъдещи изследвания. Друга цел, ще бъде използване на моделни данни в обработката на ГНСС наблюденията както и разработване на метод за височинна корекция за България.

Благодарности:

- д-р Керанка Василева за възможността да използвам данни от ГНСС станция София (SOFI)
- Анастасия Стойчева за оказаната помощ при анализа на индивидуалните синоптични ситуации
- д-р Стоян Писов за осигуряването на достъп до факултетния клъстер PHYSON и за техническата помощ при осигуряване на връзката до клъстера
- "Зенит - Гео"ЕООД, за предоставените данни
- проф. д-р Христо Георгиев за предоставените изображения от Meteosat

Библиография

a.

b.

Barriopedro, D., E. Fischer, J. Luterbacher, R. Trigo, and R. Garcia-Herrera, The hot summer of 2010: redrawing the temperature record map of europe, *Science*, *332*, 220–4, 2011.

Basili, P., S. Bonafoni, V. Mattioli, P. Ciotti, and Pierdicca, Mapping the atmospheric water vapor by integrating microwave radiometer and gps measurements., *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* :, *42(8)*, 2004.

Bevis, M., S. Businger, T. Herring, C. Rocken, R. Anthes, and R. Ware, Gps meteorology: Remote sensing of atmospheric water vapor using the global positioning system, *JGR*, *97*, 15 787–15 801, 1992.

Black, E., and R. Sutton, The influence of oceanic conditions on the hot european summer of 2003, *Climate Dynimacs*, *28*, 53–66, 2007.

Black, E., M. Blackburn, G. Harrison, B. Hoskins, and J. Methven, Factors contributing to the summer 2003 european heatwave, *Weather*, *59*, 218–23, 2004.

Cassou, C., L. Terray, and A. Phillips, Tropical atlantic influence on european heatwaves, *Journal of Climate*, *18*, 2805–11, 2005.

Ciasis, P., M. Reichstein, and N. Viovy, Europe-wide reduction in the primary productivity caused by the heat and drought in 2003, *Nature*, *437*, 2003.

- de Haan, S., Meteorological applications of a surface network of global positioning system receivers, Ph.D. thesis.
- Ellis, F., H. Prince, G. Lovatt, and R. Whittington, Mortality and morbidity in birmingham during the 1976 heat wave, *Q. J. Med.*, *49*, 1–8, 1980.
- Emardson, T., G. Elgered, and J. Johansson, Three months of continuous monitoring of atmospheric water vapor with a network of global positioning system receivers, *Journal of Geophysical Research*, *103(D2)*, 1807–1820, 1998.
- Ferranti, L., and P. Viterbo, The european summer of 2003: sensitivity to soil water initial conditions, *J. Clim.*, *19*, 3659–80, 2006.
- Feudale, L., and J. Shukla, Influence of sea surface temperature on the european heat wave of 2003 summer. part i: An observational study, *Clim. Dyn.*, *36*, 1691–703, 2010.
- Field, C., et al. (Eds.), *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel of Climate Change*, 582 pp., Cambridge University Press, 2012.
- Fink, A., T. Bruecher, G. Leckebusch, A. Krueger, J. Pinto, and U. Ulbrich, The 2003 european summer heatwaves and drought—synopstic diagnosis and impacts, *Weather*, *59*, 209–16, 2004.
- Fischer, E., I. Seneviratne, P. Vidale, D. Luthi, and C. S. C, Soil moisture–atmosphere interactions during the 2003 european summer heat wave, *J. Clim.*, *20*, 5081–99, 2007.
- Guerova, G., E. Brockmann, F. Schubiger, J. Morland, and C. Matzler, An integrated assessment of measured and modeled iwv in switzerland for the period 2001–2003, *Journal of Applied Meteorology*, *44(7)*, 1033–1044, 2005.
- Hemon, D., and E. Jouglu, Surmortalite liee a la canicule daoutm2003—rapport detape 1/3, 2003.

- Jeannet, P., Tuc experiment: Soundings data set v1.0, *MeteoSwiss Report* (Available from MeteoSwiss, Aerological Station, Les Innuardes, Payerne 1530, Switzerland), 2004.
- Karbou, F., F. Aires, C. Prigent, and L. Eymard, Potential of advanced microwave sounding unit-a (amsu-a) and amsu- b measurements for atmospheric temperature and humidity profiling over land, *Journal of Geophysical Research*, 110: D07109, 2005.
- Luterbacher, J., D. Dietrich, E. Xoplaki, M. Grosjean, and H. Wanner, European seasonal and annual temperature variability, trends, and extremes since 1500, *Science*, 303, 2004.
- Matzarakis, A., C. de Freitas, and D. Scott, *Developments in tourism climatology*, 289 pp., Commission Climate, Tourism and Recreation, International Society of Biometeorology, 2007.
- Morland, J., and C. Matzler, Spatial interpolation of gps integrated water vapour measurements made in the swiss alps, *Meteorol. Appl.*, 14, 15–26, 2007.
- Organisation), W. W. H., Heat-waves: Risks and responses, p. 124, 2004.
- R.Garcia-Herrera, J. Diaz, R. Trigo, and E. Hernandez, Extreme summer temperatures in iberia: health impacts and associated synoptic conditions, *Ann. Geophys.*, 23, 239–51, 2005.
- Robinson, P., On a definition of a heat wave, *J. Appl. Meteorol.*, 40, 762–75, 2001.
- Rodwell, M., and B. Hoskins, Monsoons and the dynamics of deserts, *Meteorol. Soc.*, 122, 1385–404, 1996.
- Semenza, C., C.Rubin, K. Falter, J.Selanikio, W.Flanders, H. Howe, and J. Wilhelm, Heat-related deaths during the july 1995 heat wave in chicago, *N. Engl. J. Med*, 335, 84–90, 1996.

- Simeonov, T., K. Vasileva, and G. Guerovala, Application of ground-based gnss meteorology in bulgaria/southeast europe: case study 2007 heat wave., *Annual of Sofia University*, 106, 2013.
- Stefanon, M., F. Andrea, and P. Drobinski, Heatwave classification over europe and the mediterranean region, *Environmental Research Letters*, 7, 2012.
- Vautard, R., C. Honore, M. Beekman, and L. Rouil, Simulation of ozone during heat wave and emission control scenarios, *Atmos. Environ.*, 39, 2957–67, 2005.
- Zampieri, M., F. D’Andrea, R. Vautard, P. Ciais, N. D. Noblet-Ducoudre, and P. Yiou, Hot european summers and the role of soil moisture in the propagation of mediterranean drought, *J. Clim.*, 22, 4747–58, 2009.